

А.Г. Илларионов

*Великие творения
природы*

ТУРГАЙСКИЙ СПИЛЛВЕЙ

К истории становления и развития
речной сети Арало-Иртышского региона

Ижевск 2013

*Светлой памяти
Уара Николаевича Мадерни
посвящается*

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	4
Глава I. Тургайская ложбина в системе орографических элементов юга Западной Сибири и Тургайской столовой страны.....	6
Глава II. Региональная стратиграфическая шкала новейших отложений Западной Сибири.....	10
Глава III. Основные закономерности флювиального осадконакопления и рельефообразования во внеледниковой области Западной Сибири.....	15
Глава IV. Методика исследований.....	22
Глава V. Фактический материал исследований и его интерпретация.....	32
Выводы и заключение.....	87
Список литературы.....	97

ПРЕДИСЛОВИЕ

Недавно мне пришлось участвовать в работе представительных научных форумов, посвященных юбилейным датам (дню рождения) двух выдающихся ученых России – 125-летию геоморфолога Ивана Сергеевича Щукина (Москва, МГУ, 2009) и 100-летию геолога Владимира Николаевича Сакса (Новосибирск, СО РАН, 2011). Доклад мой и в Москве, и в Новосибирске был посвящен одному объекту – Тургайской ложбине (Илларионов, 2010; Илларионов, 2011). Эта уникальная природная достопримечательность прослеживается от устья Тобола до Аральского моря на протяжении почти 1500 км. Первые исследователи края (Н.Г. Высоцкий, И.М. Крашенинников, Г.И. Танфильев, Я.С. Эдельштейн и др.) усматривали в ней морфологическое выражение стока ледниковых вод Западной Сибири в бассейн Арала. Эта идея вековой давности, базирующаяся в значительной степени на интуиции классиков отечественной науки, несмотря на многочисленные публикации последующих лет, не нашла пока однозначного толкования. Таким образом, одна из интереснейших и важнейших палеогеографических проблем, касающаяся истории становления и развития дренажной сети Западной Сибири – одной из крупнейших равнин мира, остается до сих пор не разрешенной.

Не думаю, что мои доклады внесли определенную ясность в упомянутую проблему, хотя вызвали повышенный интерес на обоих форумах. К сожалению, они носили тезисный характер, хотя и базировались на конкретном фактическом материале. Однако жесткий регламент выступлений, диктуемый большим количеством докладчиков, лишает подобные форумы их основного предназначения – проведения заинтересованной, свободной дискуссии. Несколько успокаивала мысль, что исследователи, заинтересованные проблемой, знакомы с прежними публикациями нашей группы. Она, в составе А.А. Бобоедовой, Р.Ф. Ихсанова, А.В. Исаевой (Резниченко), Т.П. Простолуповой, Ю.А. Медведевских и автора этой статьи, в 60-70-е годы занималась изучением стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений, геоморфологии и новейшей тектоники Тургайского прогиба (Бобоедова, 1966 а, б; 1979; Илларионов, Бобоедова, 1961; Илларионов, 1971, 1979). Эти публикации основывались на материалах специальных тематических исследований и государственной геологической съемки масштаба 1:200 000 60-70-х годов. В них рассматривались возможные варианты образования Тургайской ложбины, отражающие уровень наших геологических знаний тех лет. С тех пор прошло много времени. Появились новые материалы, требующие осмысления в контексте упомянутой палеогеографической проблемы. Они и явились причиной моего повторного обращения к ней.

Это было и трудно, и необычайно интересно. Трудно потому, что пришлось вернуться к своим архивам полувековой давности и окунуться «в море» публикаций последних десятилетий. Содержания их оказались весьма интересными в отдельности, но крайне противоречивыми в сово-

купности. Чувство удовлетворения работа приносила от воспоминаний о годах молодости. Мне, вчерашнему выпускнику Казанского университета, в те годы в течение полевого сезона приходилось объехать, а порой неоднократно облетать территорию, простирающуюся от Кургана до Северного Приаралья. К тому же, посчастливилось работать в коллективе истинных «зубров» от геологии, так много сделавших для моего профессионального роста. Памяти одного из них, Человеку исключительной судьбы, я посвящаю эту работу.

Предваряя изложение фактического материала, отмечу, что «каналы сброса» (или «ложбины стока») от приледниковых подпрудных водоемов в англоязычной литературе получили название *«спиллвей»*. В «Гляциологическом словаре» под редакцией академика АН СССР В.М. Котлякова (Л.: Гидрометеиздат, 1984) один из его авторов, М.Г. Гросвальд, в качестве примера классического спиллвея приводит именно Тургайскую ложбину. В название книги выведено это понятие, не столь частое в отечественной научной литературе, но, как мне кажется, очень сжато и емко отражающее суть явления.

Я рад возможности выразить здесь слова благодарности людям, оказавшим мне необходимую помощь в подготовке к изданию этой книги.

Проблема, рассматриваемая в ней, с 60-х годов была предметом моего повышенного и непреходящего интереса. Заняться им вплотную так или иначе всегда «мешали» складывавшиеся жизненные обстоятельства. Однако в силу тех же обстоятельств, в конце 2011 г., я оказался в постоянном окружении и в центре повышенного внимания родных и близких. Меня напрочь отстранили от повседневных служебных и домашних дел. В этой ситуации мне оставалось только всласть наслаждаться ролью «старого бэ-би» и увлеченно заниматься предметом моего непрерывного научного интереса. Я бесконечно признателен всем, кто создал мне эту исключительную обстановку радости «полного растворения во времени».

Многим в этой работе я обязан доктору биологических наук, профессору Стасу В. Пучковскому, беседы с которым открыли мне глаза на некоторые аналогии в эволюции животных и костных природных систем и позволили глубже понять роль составных факторов флювиального осадконакопления и рельефообразования.

Особой благодарности заслуживает бескорыстная помощь А.А. Перевощикова, П.Г. Огородникова, И.Л. Присмотровой, Л.М. Клименко в оформлении компьютерной графики, наборе и редактировании текста.

Не менее искренни и глубоки мои чувства благодарности рецензентам рукописи – доктору геолого-минералогических наук, заведующему лабораторией геологии кайнозоя ИГМ СО РАН Владимиру С. Зыкину и доктору географических наук, заведующему лабораторией эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеев, заслуженному профессору МГУ Роману С. Чалову. Авторские исправления, внесенные в рукопись по их замечаниям, несомненно способствовали повышению научного уровня книги.

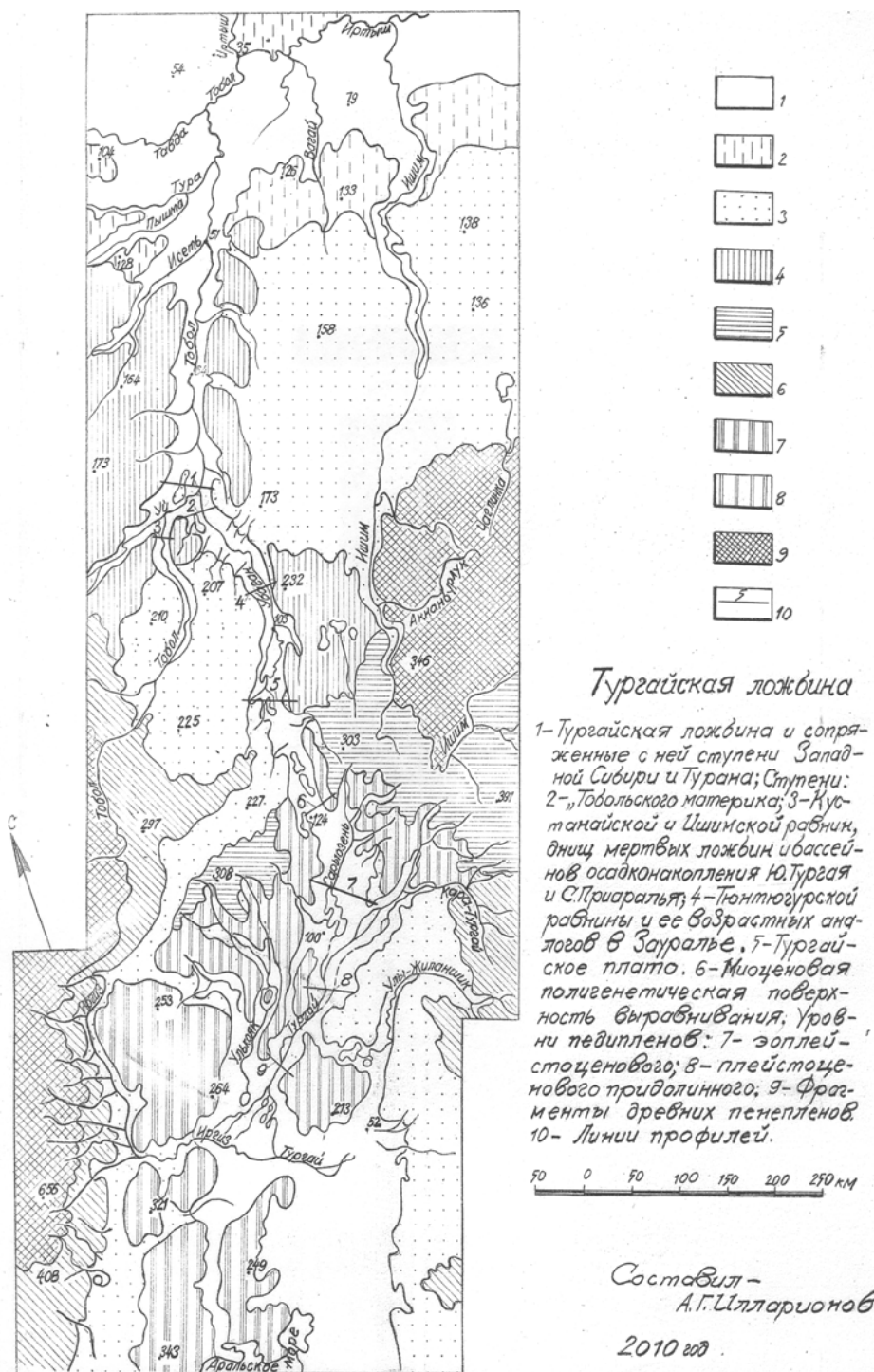
Глава I. ТУРГАЙСКАЯ ЛОЖБИНА В СИСТЕМЕ ОРОГРАФИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ТУРГАЙСКОЙ СТОЛОВОЙ СТРАНЫ

Как морфологически выраженный элемент в рельефе Западной Сибири ложбина начинает прослеживаться чуть южнее 58° с.ш. – от низовий р. Тавда (рис. 1). Севернее последней дно ложбины сливается с поверхностью Кондинской низины, образуя с ней единый геоморфологический уровень. Восточный коренной склон ложбины продолжается далее на север, вплоть до широтного отрезка Оби. Он представляет собой высокий (до 40-60 м), крутой уступ «Тобольского материка», обрывающийся к Кондинской низине. Южнее, от низовий Тавды до устья р. Убаган, на протяжении около 400 км, своим рисунком ложбина напоминает классический линеймент. Последний особенно хорошо виден на материалах космической съемки (Дистанционная основа «Космический облик России», масштаб 1:5 000 000, 1999). На этом участке контур ложбины воспринимается как абсолютно прямая линия ССВ простирания, словно громадная борозда, проложенная мифическим богатырем в южной части Западно-Сибирской равнины. Простирание ложбины соответствует, скорее всего, тектоническому шву сочленения приуральской части Западной Сибири с равнинами, расположенными к северу от Казахского щита. Сами равнины являются морфологическим выражением новейших структур. Их строение, как будет показано ниже, определялось геодинамикой возрожденного Урала и обновленного Казахского щита.

На западе, между Зауральским пенепленом и ложбиной, располагается Кустанайско-Миасская равнина. Она наклонена в целом на север с небольшим перекосом в северо-восточном направлении, в сторону Кондинской низины и Тобольского материка. Согласно уклону абс. отметки поверхности равнины снижаются от 230 до 150 м.

К востоку от ложбины, севернее Казахского щита, располагается система ступенчатых равнин, последовательно причленяющихся друг к другу. Самая северная из них представлена Тобольским материком с абс. отметками 90-130 м. Средней ступени соответствует Ишимская равнина со слабым уклоном поверхности на север от 180 до 150 м. Южная ступень, с уклоном в том же направлении от 220 до 200 м, представляет собой Тюнь-тюгурскую равнину. В полосе 52° с.ш. она прислоняется к Тургайскому плато, орографическому «остову» своеобразной ландшафтной области, известной со времен работ Л.С. Берга (1912) как «Тургайская столовая страна».

Плато находится на месте наибольшего сближения структур Урала и Казахского щита, между $48-52^{\circ}$ с.ш. В системе Урало-Тяньшаньской эпигерцинской платформы этой территории соответствует Тургайский прогиб, являющийся связующим звеном между структурами Западно-Сибирской и Туранской плит.



Тургайское плато делится на орогидрографические блоки второго порядка. К востоку от ложбины, южнее Тюньтюгурской равнины располагается Тасты-Маркасайское плато. К западу от ложбины, на тех же широтах, что и Тюньтюгурская равнина, Кустанайско-Миасская равнина приклоняется к уступу Терсекского плато.

В южной части Западной Сибири меняется и плановый рисунок ложбины. От устья Убагана до южной оконечности оз. Кушмурун она имеет форму пологой хорды, обращенной выпуклостью на восток. В поверхность сопряженных с нею равнин современное дно ложбины врезано на глубину 80-100 м.

От истоков р. Убаган, впадающей в оз. Кушмурун, до оз. Куюккуль, уже в пределах Тургайского плато, на протяжении около 150 км, ложбина имеет строго меридиональное простираие. К этому же участку приурочена ее сравнительно узкая часть шириной 22-25 км. Поперечный профиль ложбины на этом участке имеет корытообразную форму. Современное дно ложбины, лежащее на абс. отметках 120-130 м, ограничено относительно высокими (60-80 м) склонами. К хорошо выраженной бровке склонов приключается поверхность среднеплейстоценового придолинного педимента с абс. отметками 180-200 м. Древний тальвег ложбины погребен под 70-90 м толщей четвертичных осадков. Он находится здесь на абс. отметках 30-40 м. Его врез по отношению к исходной поверхности эоплейстоценовой аккумулятивной равнины составляет почти 300 м.

Современное дно ложбины в этой части в настоящее время не дренируется реками. Именно эту часть ложбины называют «Тургайскими воротами» или «мертвой Убаго-Тургайской ложбиной». Этот участок ложбины соответствует «внутриложбинному водоразделу», отделяющему реки Иртышского бассейна (Убаган, среднее и нижнее течение Тобола) от рек Тургайского бессточного бассейна. Наличие внутриложбинного водораздела отнюдь не затушевывает сквозной характер ложбины и ее места как связующего звена между низкими равнинами Западной Сибири и Турана.

Внутриложбинный водораздел и сопряженные с ним участки дна ложбины изобилуют морфологически слабообособленными низинами, наиболее низкие участки которых заняты крупными озерами. Это Кушмурун (465 км²), Сарыкопа (336 км²), Аксуат (123 км²), Сарамоин (126 км²), не считая десятка более мелких озер. Эти озера являются водоприемниками небольших степных рек, стекающих с бортов ложбины и эфемерного весеннего стока, формирующегося от таяния снега в днище самой ложбины.

Южнее 50° с.ш. ложбина вступает в контуры Южно-Тургайской равнины. Морфологический облик равнины однозначно свидетельствует о ее генетическом родстве с равнинами Турана. Ложбина здесь заметно теряет свое «лицо», характерное для ее более северных участков. Существенно снижается морфологическая выраженность ложбины. Это явление связано, с одной стороны, с небольшими значениями абс. высот (140-180 м) уровней плейстоценовых педиленов, сопряженных с ложбиной, с другой – с

большой шириной дна ложбины. На уровне широт котловины оз. Сарыкопа она составляет около 50 км.

От устья р. Сарыозень простираение ложбины меняется на юго-западное. Дно ее дренируется здесь р. Тургаем. Свое юго-западное направление ложбина сохраняет на протяжении почти 200 км, до слияния с долиной р. Иргиза. Примечательным морфологическим элементом ложбины на этом участке является резкое ее сужение в районе аула Туемойнак. Даже по бровке невысоких (40-60 м) коренных склонов ширина ложбины составляет здесь всего 12-15 км. Это резкое сужение ложбины было обусловлено пересечением ею новейшей структуры – *Акиийской антиклинали* (Илларионов, 1966). Здесь на трассе своего следования ложбина преодолевает второй *порог* – *Туемойнакский*, оставив морфологический след в виде резкого сужения, именуемого нами впоследствии как *Туемойнакская горловина*.

Перед слиянием с Иргизом Тургай формирует обширную внутридолинную дельту. Фронтальная часть дельты подрезана широтным отрезком нижнего течения Иргиза, направление которого приобретает и Тургай прежде чем иссякнуть в обширной, неглубокой низине сора Тениз.

Южное продолжение ложбины от Иргиза до Арала лишено стока. Современное дно этой мертвой части ложбины, протяженностью около 200 км, врезано в поверхность плосковершинных столовых останцов (доплейстоценовых педипленов) Сев. Приаралья на глубину 120-150 м. Контуры ложбины становятся здесь расплывчатыми, и картируется она в значительной степени, благодаря осадкам, перекрывающим ее древний тальвег. Ложбина заимствует здесь один из древних элементов речной сети Иргизского бассейна, именуемый нами *Иргизско-Акеспинская ложбиноа* стока.

Таким образом, морфологически выраженная часть Тургайской ложбины полностью располагается во внеледниковой, так называемой перигляциальной зоне. Однако характер осадконакопления и рельефообразования в этой зоне тесно связан с ледниковыми событиями северной части Западной Сибири. В силу этого необходимо хотя бы кратко ознакомиться с региональной стратиграфической шкалой плиоцен-четвертичных отложений Западной Сибири.

Глава II. РЕГИОНАЛЬНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Эта шкала отражает одну из характернейших особенностей четвертичного периода геологической истории Земли – цикличное изменение ее климата, выразившееся последовательной неоднократной сменой теплых и следующих за ними холодных эпох. Ученые полагают, что в некоторые эпохи похолоданий мощные ледниковые щиты покрывали не только шельфы Арктических морей, прилегающих к Западной Сибири, но и значительную часть ее территории вплоть до Сибирских увалов. Несмотря на дискуссии, продолжающиеся до наших дней о природе, масштабах и границах распространения ледниковых покровов Западной Сибири (Архипов, 1965; Астахов, 1979, 2009; Брызгалова, Биджиев, 1986; Волкова, 2009; Лазуков, 1970; Троицкий, 1979), сам по себе факт чередования холодных (ледниковых) и относительно теплых (межледниковых) эпох доказывается комплексом палеоботанических (спорово-пыльцевых, карпологических) микро- и малакофаунистических и палеофаунистических данных.

Новые материалы об изменении климата в Сибирском секторе Азиатского материка были получены в последние годы в результате глубоководного бурения осадочных толщ оз. Байкал (Кузьмин, Карабанов и др, 2008). Изменение количества диатомовых в осадочных толщах Байкала и распределение в них биогенного кремнезема позволило выявить более тонкую структуру климатических изменений, чем это было выявлено раньше по древней органике. Записи биогенного кремнезема в осадках Байкала позволили коррелировать основные климатические события Сибири с таковыми общей стратиграфической шкалы, установленными по кислородной изотопной записи в осадках Мирового океана. Плейстоцен в рамках эпохи Брюнеса (0,8 млн. лет) включает 19 морских изотопных стадий (сокращенно МИС) – 9 ледниковых (четных) и 10 межледниковых (нечетных). Корреляция региональной стратиграфической шкалы с общей, несмотря на имеющиеся пока неувязки (Астахов, 2009; Волкова, 2009), таит в себе обнадеживающие перспективы, особенно для плейстоценовых разрезов, характеризовавшихся непрерывной стратиграфической последовательностью осадконакопления.

Сопоставление стратиграфических горизонтов ледниковой и внеледниковой (перигляциальной) областей показывает обособление нескольких литолого-фациальных зон, отличных друг от друга по составу осадков, структуре разрезов четвертичных отложений и их участию в строении современного рельефа. Однако проблема корреляции основных стратиграфических горизонтов и палеогеографических событий плейстоцена в ледниковой зоне (к северу от широтного отрезка низовий Оби) и во внеледниковой к сегодняшнему дню к сожалению, остается не разрешенной.

Разрез четвертичных отложений рассматривается нами, начиная с широты Тобольского материка с учетом их участия в строении современного рельефа.

Эоплейстоцен региональной стратиграфической шкалы представлен отложениями кочковского горизонта (рис. 2). Стратотипические разрезы последнего наиболее полно представлены в юго-восточной части Западной Сибири в пределах Приобского (Степного) плато. К раннему эоплейстоцену здесь относятся аллювиальные отложения (нижнекочковский подгоризонт). Поверх них лежат озерно-речные осадки (верхнекочковский подгоризонт), относящиеся к позднему эоплейстоцену.

Выше осадков кочковского горизонта лежит мощная толща *неоплейстоценовых*, преимущественно субаэральных, отложений (Зыкина, 1986). Строение последних свидетельствует о непрерывном процессе осадконакопления от раннего до позднего неоплейстоцена. В течение этого продолжительного времени здесь шло накопление многослойной лессово-почвенной толщи. Приуроченность в этой толще горизонтов лесса к холодным эпохам неоплейстоцена, а горизонтов погребенных почв к эпохам межледниковий можно считать доказанной. Более того, сделана попытка увязки лессово-почвенного комплекса с эпохами потепления и похолодания, выявленными в осадочных толщах Байкала (Зыкина, 1986; Зыкин, Зыкина и др., 2008; Зыкин, Зыкина, 2009).

Во внеледниковой области Западной Сибири и на территории Тургайской столовой страны крайне ограничено представлены осадки нижнего звена неоплейстоцена, соответствующие эпохам талагайского межледниковья и шайтанского оледенения. Исключение составляют районы непрерывного осадконакопления – Степное плато и Тасты-Маркасайское плато, расположенное вдоль северо-западной периферии Улутаусских гор.

Очень широко в пределах всех упомянутых орографических блоков юга Западной Сибири и Тургайской столовой страны представлены осадки, соответствующие времени *тобольского межледниковья*. Это известные в разрезах четвертичных отложений Западной Сибири «диагональные пески». Биостратиграфическую характеристику они получили еще в 30-х годах в работах П.А. Православлева, В.Н. Сукачева и др. Предметом детального исследования диагональные пески оставались и в последующие годы (Волкова, Волков и др., 1973; Земцов, 1975; Шацкий, 1975). Они являются хорошим маркирующим горизонтом в разрезах четвертичных отложений региона.

В контурах некоторых орогидрографических блоков (юго-восточная часть Кустанайско-Миасской равнины, Ишимской равнины и Tobольского материка) на диагональные пески накладывается толща осадков перигляциальной формации (аллювиальных, озерных, частично склоновых), соответствующая по времени эпохе *самаровского оледенения*. В тех же контурах происходила, по-видимому, и аккумуляция отложений, соответствующая

щих по времени эпохам *ширтинского межледникового и тазовского оледенения* (Мартынов, Мизеров, 1979). Отложения тобольско-самаровского и ширтинско-тазовского ритмов слагают соответственно поверхности IV и III надпойменных террас крупных рек. Однако перигляциальная часть разреза аллювия местами выходит за пределы морфологически оформленных речных долин, представляя, по существу, осадки низких междуречий.

Лито- и морфогенез *позднего плейстоцена*, связанный с последующими эпохами потепления и похолодания, кроме районов лессонакопления, смещается в контуры современных речных долин. Львиную долю среди генетических типов осадков этого времени занимают аллювиальные отложения, слагающие низкие террасы рек. Однако привязка этих отложений к региональной стратиграфической шкале не столь очевидна, как для среднеплейстоценовых осадков. Это является следствием неопределенности роли и места палеофлористических и палеофаунистических данных для обоснования возраста вмещающих толщ. В этих условиях важную роль для обоснования возраста аллювиальных отложений, принимающих участие в строении молодых террас, приобретает климато-стратиграфический критерий. Высокая его эффективность показана в ряде работ исследователей Западной Сибири (Каплянская, Тарноградский, 1967; Мартынов, Мизеров, 1979; Николаев, 1982 и др.). Дело в том, что строение аллювия, принимающего участие в строении позднеплейстоценовых (II и I) надпойменных террас, повторяет строение аллювия высоких среднеплейстоценовых (IV и III) надпойменных террас. Это свидетельствует, как и считали предыдущие исследователи, об объективно существующей ритмичности в накоплении аллювиальных отложений, обусловленной колебаниями климата на протяжении четвертичного периода. Ф.А. Каплянская и В.Д. Тарноградский справедливо отмечают, что «в литологическом составе и генетических типах четвертичных отложений обычно отчетливо проявляются климатические условия времени их образования..., расчленяя разрез на литологические единицы..., тем самым производим и его палеоклиматическое подразделение...» (1967, с. 83). Любая местная схема четвертичных отложений, как они отмечают, является и палеоклиматической, хотя и создается при ведущей роли литогенетического критерия. Действительно, об этом свидетельствует однотипное строение аллювия, слагающего тела плейстоценовых террас.

В цоколе террас залегает литологически дифференцированный на русловую, пойменную и старичную фракции аллювий нормальной мощности. Сверху он перекрывается глинисто-супесчаной толщей, превышающей обычно по мощности фациально расчлененную часть аллювия. Толще характерна тонкая горизонтальная, реже переплетенная слоистость или слоистость ленточного типа. К контакту этих двух разных по составу и текстурно-структурным признакам толщ приурочен горизонт древних (плейстоценовых) морозобойных трещин и погребенной почвы.

Многочисленные палеоботанические данные однозначно свидетельствуют о накоплении фациально расчлененной части аллювия в условиях межледниковья, а перекрывающей его толщи – в эпоху оледенения.

К сожалению, среди исследователей внеледниковой зоны Западной Сибири пока отсутствует полное взаимопонимание относительно нумерации террас и времени накопления слагающих их осадков. Заметную путаницу в этот вопрос внесло широкое внедрение в 60-70-е годы в практику геологических исследований методов абсолютной геохронологии. Это касается, прежде всего, массового определения времени накопления молодых четвертичных отложений, возрастом до 50 тыс. лет, радиоуглеродным методом. Повторные определения возраста отложений ранее опробованных разрезов усовершенствованными методами радиоуглеродной датировки (AMS), оптически стимулированной люминесценции (OSL), электронно-парамагнитного резонанса (ЭПР) выявили более древний их возраст (Астахов, 2009; Лаухин, Арсланов и др., 2006). Однако по некоторым разрезам возраст осадков, определенных на основе новых методик, оказался заведомо удревненным (Лавров, Потапенко, 2009). Определенного доверия заслуживают только даты, полученные для одних и тех же образцов разными методами и, что не менее важно, разными лабораториями.

Абсолютная геохронология находится на стадии становления и ее данные, на сегодняшний день, не являются абсолютно безупречными и абсолютно точными. И в этих условиях пренебречь данными климатостратиграфии было бы крайне опрометчивым шагом. Основываясь на принципах климатостратиграфии, полагаю, что накопление осадков II террасы происходило в эпохи казанцевского межледниковья и ермаковского оледенения, а первой надпойменной террасы – в эпохи каргинского межледниковья и сартанского оледенения.

Таким образом, становится очевидным, что флювиальное осадконакопление и рельефообразование сыграли основную роль не только в образовании речных долин внеледниковой зоны Западной Сибири, но и значительной части ее низких междуречий. Поэтому обсуждение некоторых закономерностей флювиального лито- морфогенеза во внеледниковой области Западной Сибири является крайне необходимым.

Глава III. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФЛЮВИАЛЬНОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ ВО ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Флювиальное осадконакопление и рельефообразование, как и в настоящее время, в плейстоцене контролировались тремя основными факторами – вещественным составом размываемого субстрата, режимом тектонических движений и климато-ландшафтной обстановкой. Основные элементы флювиальных систем – постоянные реки и сеть временных водотоков – в раннекочковское время размывали практически повсеместно развитые толщи миоценовых глин монтмориллонитового состава. Размыв таких глин, как правило, сопровождается образованием густо насыщенных взвесей типа суспензий. Это привело к относительно быстрому заполнению не глубоких (не более 50 м) элементов флювиальной системы кочковского времени и переход их в погребенное состояние. В контурах только некоторых структурно-фациальных зон, как будет показано ниже, рисунок неоплейстоценовой гидросети местами наследует конфигурацию эоплейстоценовых рек.

Реки тобольского межледниковья вскрыли более глубокие горизонты платформенного чехла, в строении которых заметную роль играли терригенные осадки континентального олигоцена. Это, соответственно, отразилось и в вещественном составе тобольского аллювия – преобладание в разрезах «диагональных песков» хорошо промытых алевроитово-песчаных осадков. Относительная стабильность тектонического режима по отношению к предшествовавшему этапу сохранила в прежних пределах амплитуду глубинной эрозии. Врез реки тобольского времени, судя по данным геологических профилей, превосходит «кочковский» врез не более чем на 25–30 м. При небольшой амплитуде вреза и относительно легкой размываемости пород активно проявилась боковая эрозия. Вследствие этого ширина речных долин тобольского времени достигает местами почти 100 км (Земцов, 1975; Шацкий, 1975).

Новейшая тектоника, несомненно, была вторым существенным фактором, определившим структуру и рисунок речной сети Арало-Иртышского региона. Геодинамика последнего на неотектоническом этапе (амплитуда движений, этапы их активизации, типы сформировавшихся новейших структур) была тесно связана с таковой возрожденного Урала и обновленного Казахского щита. Развитие этих древних орогенных структур на неотектоническом этапе было обусловлено в значительной степени коллизионными процессами в восточной (Индо-Азиатской) части Альпийско-Гималайского орогенного пояса (Буслов и др., 2008; Буслов и др., 2009). Несмотря на общий источник, генерировавший новейшие тектонические движения региона, их режим в разных его частях не был одинаковым. Об этом свидетельствуют состав, строение, мощности новейших от-

ложений в контурах литолого-фациальных зон, пространственно связанных с Уралом, Казахским щитом и Туранской плитой.

Начало неотектонического этапа – возрождение орогенных структур Урала, Казахского щита и прилегающих к ним частей Западно-Сибирской и Туранской плит – приходится на поздний олигоцен. Ранние фазы неотектонического этапа наиболее заметный след в рельефе и осадках оставили в приуральской части. Они указывают на общий восходящий режим новейших движений с фазами относительной стабилизации. Подобный режим движений выразился, в конечном итоге, в незначительной суммарной амплитуде их проявления. С последней связана хорошая сохранность древней (мезозойской) коры выветривания в пределах Зауральского пенеплена и небольшая мощность (25-30 м) неогеновых и четвертичных отложений. Они имеют друг к другу вложенный или, чаще всего, прислоненный характер строения (Тевелев и др., 2009).

В эоплейстоцене значительная часть Зауральского пенеплена и Кустанайско-Миасской равнины представляла собой моноклираль с падением на север, в сторону Кондинской впадины. Об этом свидетельствуют контуры эоплейстоценовых отложений, сохранившихся от последующего размыва. Фаза нисходящего развития рельефа, характерная для этого времени восточной (Приулутаусской) и центральной по широте частям Тургайского плато, здесь, на Кустанайско-Миасской равнине, проявилась значительно слабее. Она выразилась в предельном выравнивании рельефа не вследствие сплошного субаквального осадконакопления, как в других частях региона, а за счет полного заполнения речных долин аллювиальными и озерными осадками. Фации озерных отложений, перекрывающие эоплейстоценовые аллювиальные отложения в контурах прадолин, имеют достаточно широкое распространение и в контурах междуречий того времени. В конце эоплейстоцена структура и рисунок ранее существовавшей речной сети, вследствие полной компенсации эрозий аллювиально-озерной аккумуляцией, потеряли свое выражение в рельефе земной поверхности.

В предтобольское время из-за более активного воздымания Зауральского пенеплена произошла перестройка регионального уклона с северного на восточный с небольшим перекосом на северо-восток (Сухоруков, 1965; Тевелев и др., 2009). Эта структурная перестройка нашла выражение в изменении меридионального направления эоплейстоценовых прарек на современное широтное.

Несколько иной была геодинамика Казахского щита и прилегающих к нему равнин. Новейшая структура Казахского щита, как полагают, представляет собой сводовое поднятие (Буслов и др., 2008; Буслов и др., 2009). С его воздыманием, к западу от него, в пределах Тургайского прогиба, началось формирование субширотного Центрально-Тургайского поднятия. Это произошло не раньше плиоцена. Об этом свидетельствует сплошное развитие в его контурах миоценовых отложений.

По своему простираению Центрально-Тургайское поднятие напоминает конфигурацию «Кустанайской седловины» – известной структуры

Тургайского прогиба, разделяющей структуры Западно-Сибирской и Турганской плит. Однако по отношению к Кустанайской седловине Центрально-Тургайское поднятие несколько смещено к югу.

Тектонические движения в пределах Центрально-Тургайской зоны вплоть до настоящего времени имеют восходящий тренд развития. Последний, однако, временами прерывался фазами стабилизации и даже смены знака движения. В позднекочковское время в восточной части Тургайского прогиба, прилегающей к Казахскому щиту, и на месте современного Ульяновского плато, например, вновь происходило сплошное накопление осадков субаквального генезиса.

Окончательная смена знака тектонических движений с нисходящего на восходящий в пределах Центральной зоны прогиба и образование на ее месте обращенной (инверсионной) морфоструктуры – Тургайского плато, произошло лишь в конце эоплейстоцена. С этого времени плато приобрело значение внутриконтинентального водораздела рек Арктического и Аральского бассейнов. Морфологическое *обособление* этого *водораздела в виде* своеобразного *порога*, назовем его Тургайским, сыграло исключительно большую роль во всей последующей истории становления и развития речной системы региона.

Тургайский порог (в его контурах в современном рельефе располагается ныне мертвая Убагано-Тургайская часть ложбины или «Тургайские ворота») представлял собой своеобразный шлюз, посредством которого реки Иртышского и Аральского бассейнов периодически объединялись в единую дренажную систему. Периодичность функционирования этого «шлюза» определялась циклами климатических изменений, накладываемых на режим тектонических движений. Этот «шлюз» начал функционировать с тобольского времени. Более раннее его заложение, как представляли некоторые исследователи (Генералов, 1979), не подтверждается новейшими геологическими данными.

По-иному проявились морфологические последствия новейшей геодинамики к северу от Казахского щита. Его сводовое поднятие («складка большого радиуса действия») имело тенденцию разрастаться на север, последовательно вовлекая в сферу своего влияния равнины, расположенные между Тургайской ложбиной и долиной р. Ишим.

Первоначальное морфологическое обособление после эоплейстоцена получило Тасты-Маркасайское плато, максимальные отметки которого вдоль северо-западной периферии Улутаусских гор достигают почти 400 м. К северу от Тасты-Маркасайского плато обособились ступени трех упомянутых ранее, разновысотных равнин – Тюнтюгурской, Ишимской и ступени Тобольского материка. Равнины эти являются морфологическим выражением платформенного варианта «предгорных лестниц»; формировались и развивались они наподобие последних. Каждая нижележащая и более молодая равнина служила, в свое время, базисом эрозии для вышележащей.

Более сложной и дифференцированной представляется неотектоническая структура южного Тургая и Северного Приаралья. Большая часть равнин Южного Тургая по своим морфологическим признакам схожа с равнинами Северного Приаралья. Их объединяют уровни разновысотных педиленов. Ступенчатый характер строения педиленов указывает на прерывисто-восходящий тренд развития новейших движений. Проявление последних носило весьма дифференцированный характер. Подобный режим движений отразился на неоднократной перестройке структуры, рисунка речной сети и в резком обособлении локальных участков с признаками преобладающей денудации или, наоборот, аккумуляции новейших осадков.

Следы перестройки структуры речной сети хорошо сохранились в современном рельефе в виде многочисленных крупных, ныне мертвых ложбин. Наличие последних несомненно указывает на существование в прошлом нескольких фаз обводненности равнин Южного Тургая и Северного Приаралья, существенно превосходящих современную. Реки региона, даже в условиях большей их водности, в некоторые эпохи плейстоцена, не могли обеспечить ныне наблюдаемое столь масштабное эрозионно-аккумулятивное преобразование рельефа.

На эту специфику равнин Турана еще в 1937 г. обратил внимание И.П. Герасимов. Указывая на несомненные следы обводненности этой территории, он полагал, что они были обусловлены не за счет глубокого сдвига климатических условий в сторону плювиалов. Основной причиной обводненности этой территории, развивавшейся в течение четвертичного времени в условиях семиаридного и аридного климата, по его мнению, был сток, привнесенный извне. Это мнение существенно укрепило позицию ученых, рассматривавших Тургайскую ложбину поставщиком стока извне.

Тургайский порог, сформированный новейшей тектоникой как орографический барьер на пути возможного стока ледниковых вод Западной Сибири на юг, не был для него, таким образом, непреодолимым препятствием. Однако этот прорыв мог произойти лишь при весьма специфическом проявлении процессов флювиального осадконакопления и рельефообразования, обусловленных климато-ландшафтной обстановкой перигляциальной зоны. В чем же проявилось влияние климата на эти процессы?

Глубокая оценка роли климата в процессах осадконакопления и рельефообразования и «отпочкование» от общей геоморфологии ее ветви – климатической геоморфологии произошли первоначально (в 50-е годы) в странах Европы – во Франции, Германии, Польше, а позднее (60-70-е годы) и в России. Однако первые работы, относящиеся еще к первой четверти прошлого века, в которых была прослежена тесная связь образования некоторых генетических типов четвертичных отложений и форм рельефа от климата, принадлежат российским ученым – П.А. Тутковскому, С.С. Неустроеву, Д.А. Соболеву, А.Н. Мазаровичу и Е.В. Шанцеру.

Особый вклад в развитие идей климатической геоморфологии в 60-70-е годы внесла Казанская школа – ее основоположник А.П. Дедков и его

многочисленные ученики – Ю.В. Бабанов, Г.П. Бутаков, В.И. Мозжерин и др. Основной вывод современной климатической геоморфологии сводится к тому, что «основные направления развития рельефа могут измениться не только вследствие изменения скорости и направления движений земной коры, но и вследствие смен климатов. Чередование фаз восходящего и нисходящего развития рельефа может иметь не только тектоническую, но и климатическую обусловленность» (Дедков, 2008, с. 149).

Еще раньше подобное заключение относительно флювиального рельефообразования было сделано Н.И. Маккавеевым (1955). Работа Н.И. Маккавеева заложила теоретическую основу глубокого понимания содержания флювиального рельефообразования. Как часть общего процесса развития физико-географической среды он рассматривает русло реки и эрозию в ее бассейне. Уже в наши годы один из его сподвижников развил идеи своего учителя до новой отрасли знаний – русловедения (Чалов, 1997, 2011).

Р.С. Чалов, оценивая роль климато-ландшафтной обстановки во флювиальном рельефообразовании, отмечает, что «смена природной обстановки на водосборе приводит к изменению величины и режима стока, количества поступающих в реки наносов и тем самым обуславливает трансформацию одного морфодинамического типа русла в другой, снижение или увеличение типов русловых деформаций, изменение их направленности (врезание сменяется аккумуляцией, и наоборот). Все это находит отражение в морфологии речных долин, рельефе пойм, строении аллювия, поскольку через механизм русловых процессов реки формируют свои долины, углубляя их или заполняя аллювием в результате вертикальных деформаций (врезания, направленной аккумуляции наносов) и расширения вследствие смещения русел в плане в ходе горизонтальных деформаций. Одновременное развитие обоих видов русловых деформаций – вертикальных и горизонтальных – обуславливает образование поймы, террас и аллювиальных толщ... Все это дает возможность восстанавливать по морфологическим и литологическим признакам условия руслоформирования на разных этапах развития речной долины» (Чалов, 2010, с. 177).

Указанная общая закономерность особенно ярко проявляется в перигляциальной зоне. Здесь основным регулятором процессов лито- и морфогенеза выступает растительность – производная климата. Ископаемый органический мир ледниковых эпох однозначно свидетельствует о существенном упрощении структуры климато-ландшафтной зональности внеледниковой области. От ее составных элементов в эпохи оледенений практически исчезала лесная зона. Холодные полупустынные пространства перигляциальных областей, скованные «вечной» мерзлотой, к югу непосредственно смыкались с сухими относительно теплыми степями и полупустынями.

Изменение растительного покрова сопровождалось сменой «спектра» экзогенных процессов. В эпохи оледенений в речных долинах резко активизировались склоновые процессы – солифлюкционные и делювиаль-

ные. Как следствие, в руслах рек менялся баланс стока. При заметной тенденции сокращения жидкого стока в транспортируемом потоке существенно возрастал объем твердого материала, интенсивно поставляемого в русло рек солифлюкционными и делювиальными процессами. Фазы размыва и перстративной транспортировки аллювия, характерные для русел в эпохи межледниковий во время оледенений, замещались фазой констративного осадконакопления. Она отличалась высокими скоростями аккумуляции осадков в речных долинах. Увеличивающийся в мощности перигляциальный аллювий способствовал повышению отметок дна русел рек и разливу последних на низких плоских междуречьях.

Однако масштабно это явление могло произойти лишь при благоприятном сочетании и взаимодействии всех трех основных факторов, определяющих функционирование флювиальной системы – геологического субстрата, тектоники и климата. Их качественные и количественные характеристики на каком-то этапе геологического времени оставались относительно постоянными. Это придавало определенное динамическое равновесие структуре и рисунку речных систем.

Перестройка последних, соответственно, изменение тренда развития флювиальной системы начинались со времени приобретения одним из факторов в своих параметрах некоторых черт «избыточности» по сравнению с предыдущим этапом. При этом проявление этой «избыточности» в разной природной обстановке могло привести к совершенно разным последствиям изменения структуры речной системы. Устойчивость последней к восходящему режиму тектонических движений проявляется совершенно по-разному в условиях гумидного и аридного климатов.

Структура и рисунок рек гумидных областей остаются как бы безучастными к проявлению слабых и умеренных движений. Пересечение реками поднимающихся структур отражается в значительной степени в морфологии их долин (образование антецедентных участков) при существенной сохранности первоначальных черт структуры и рисунка рек. Совершенно иная картина складывается в аридном климате. Проявление аналогичных по природе и амплитуде движений может привести к распаду речной системы на изолированные бассейны с полной потерей ее бывшего рисунка и прежней структуры.

Сами движения в разной климато-ландшафтной обстановке имеют неодинаковую морфологическую выраженность. Очень показательны в этом отношении морфоструктуры аридных областей. Например, складывается ложное впечатление об активном проявлении разломной тектоники в пределах Южного Тургая и Северного Приаралья. Некоторые исследователи (Кошелев, 1959) как последствия проявления разломной тектоники рассматривают спрямленные чинки. На самом деле они представляют собой малоамплитудные (первые десятки метров) платформенные антиклинальные складки. Их крылья, обращенные к теплым румбам (на юг, запад), подрезаются педиментом. Вследствие этого их морфологическое выраже-

ние приобретает вид куэст (плато Турме, чинки Челкар-Нуры), а структура – ложную форму флексур (Илларионов, 1971).

Еще одно обстоятельство заслуживает особого внимания. В фазы обводнения территорий возможность перестройки структуры и рисунка флювиальных систем возрастает от степени дифференциации новейших движений. С увеличением последней возрастают и процессы перехвата рек. Резко выраженная дифференциация движений предопределяет разницу базисов эрозии сопряженных бассейнов как обязательную предпосылку для проявления процессов перехвата. Упомянутые выше закономерности достаточны, чтобы убедиться в разных формах взаимодействия основных факторов флювиального морфогенеза и разных последствиях таких взаимодействий.

Глава IV. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Помимо учета общих закономерностей флювиального осадконакопления и рельефообразования в перигляциальных условиях в процессе исследований были использованы конкретные приемы и методы обработки фактического материала, его анализа и синтеза.

Любые палеогеографические реконструкции, к каковым относится предмет наших исследований, должны, естественно, базироваться на надежной, подтвержденной комплексом данных, стратиграфической основе. Для восстановления последовательности прошлых событий и палеогеографической обстановки их проявления в геологии традиционно широко пользуются данными об эволюции древнего органического мира. Для разработки стратиграфической шкалы новейших отложений информация об эволюции древней биоты, по общему признанию, существенно теряет свою значимость.

Однако новейший этап в истории развития Земли вследствие относительной непродолжительности (около 5 млн. лет) по сравнению с длительным предшествующим периодом (примерно 4,5 млрд. лет) хорошо сохранил своеобразные «маркеры», отражающие режимы новейших тектонических движений и условия климато-ландшафтных обстановок неоген-четвертичного времени. На подобные маркеры, например, в значительной степени опирается климато-стратиграфический принцип установления последовательности геологических событий новейшего времени (Каплянская и др., 1967; Николаев, 1982). Именно основные положения этого принципа положены в основу этой работы. Маркеры, отражающие определенные режимы тектонических движений и климато-ландшафтные условия новейшего времени, выражены в формах рельефа, литолого-фациальных типах осадков и в специфических образованиях в разрезах четвертичных отложений.

Показателями, отражающими режим тектонических движений в формах рельефа являются: крупные орографические элементы (морфоструктуры); глубокие врезы (переуглубления) в поверхностной части земной коры, выполненные мощными толщами четвертичных отложений; морфологические типы речных террас.

Климато-ландшафтные условия и основные рубежи их смены находят наиболее яркое выражение в литолого-фациальных типах новейших отложений. В одинаковой степени они выражены и в некоторых формах рельефа. В частности, в древних ложбинах стока, сохранившихся в современном рельефе в виде реликтов. Весьма информативны для восстановления климато-ландшафтной обстановки прошлого и другие реликтовые формы, в частности эоловые (Величко и др., 2007; Зыкин и др., 2008; Илларионов, 1989). Показателями специфических климатических обстановок являются и уровни придолинных педиментов, достигших местами в своем развитии стадии педиплена (Илларионов, 1990; Илларионов, 2007). Особенно надежную временную привязку к определенным климато-

ландшафтным условиям имеют специфические образования в разрезах четвертичных отложений. Речь идет, прежде всего, о горизонтах криогенных текстур и погребенных палеопочв (Зыкина, 1986; Каплянская и др., 1967).

Некоторые методические аспекты изучения упомянутых геоморфологических и геологических образований заслуживают особого внимания. Ступенчатый характер строения южной части Западной Сибири известен и охарактеризован давно (Архипов и др., 1970; Волков, 1964; Городецкая, 1964). Ошибочность прежних построений, кстати, объективно обусловленная слабой изученностью новейших отложений, свелась, в основном, к удревнению времени обособления крупных морфоструктур, представленных в современном рельефе отдельными орографическими единицами. Разновысотные равнины Западной Сибири и Тургайской столовой страны представляют собой платформенные варианты предгорных лестниц, сформировавшихся, по существу, в плейстоцене вследствие сводового поднятия Казахского щита. Закономерности проявления эрозионно-аккумулятивных процессов в пределах этих молодых равнин подтверждается, как будет показано ниже (см. главу V), достаточно убедительными геологическими и геоморфологическими данными.

Особую трудность в методическом плане вызывает *изучение переуглублений*, заполненных мощной толщей новейших отложений. К числу таких объектов относится и Тургайская ложбина. Дело в том, что амплитуда, морфология переуглублений, строение и состав заполняющих их осадков изучаются, в основном, по данным бурения, а иногда привлекаются данные геофизических исследований. Так, Тургайская ложбина достаточно хорошо разбурена только южнее г. Куртамыш. Севернее ее переуглубление вскрыто лишь местами, в частности, на междуречье Туры и Тавды.

По данным (Крапивнер, 1969), в Кондинской низине глубокое каньонобразное переуглубление прослежено профильным электроразведыванием между устьем р. Демьянки и с. Реполово, на протяжении более 125 км. Переуглубление имеет субмеридиональную ориентировку и расположено в 10-20 км к западу от современного русла Иртыша. Его погребенное дно располагается на абс. отметках от -30 до -60 м.

Еще глубже врезаны переуглубления, находящиеся к северу от Сибирских Увалов, уже в зоне бывшего действия плейстоценовых ледниковых покровов. На шельфе Карского моря и на прилегающих к нему полуостровах (Ямальском, Гыданском, Тазовском) погребенное дно переуглублений располагается на абс. отметках, превышающих -200 м. Генезис и возраст этих переуглублений, крайне важные для интерпретации механизма и времени образования сквозной Тургайской ложбины, трактуются пока весьма неоднозначно (Архипов, 1965; Лазуков, 1970; Троицкий, 1979). Только результаты буровых работ последних лет, свидетельствующие о залегании в цоколе этих переуглублений аллювиальных отложений (Брызгалова и др., 1986; Гуськов, 2008), вносят в эти противоречивые толкования некоторую ясность. Представляется, что эти переуглубления являются каналами про-

рыва вод гигантских подпрудных озер, сформировавшихся на стадии деградации ледниковых покровов (Гуськов, 2008).

Скудность и противоречивость интерпретации фактического материала не позволяют на сегодняшний день однозначно решить вопрос о корреляции времени и последовательности событий, связанных с формированием переуглублений в ледниковой и во внеледниковой зонах.

Очевидно и то, что эту проблему нельзя рассматривать в отрыве от других факторов флювиального морфогенеза. Очень важное значение при этом имеет учет амплитуды и характера расчленения рельефа, установившееся ко времени формирования подпрудных водоемов. Например, исключительно ровный и плоский характер рельефа внеледниковой зоны Западной Сибири, сохранившийся вплоть до конца среднего плейстоцена, предопределил рассредоточение «избыточной» воды на ее низкой поверхности. Залегание одновозрастных среднеплейстоценовых осадков на близких абс. отметках в контурах Иртышского и Тургайского бассейнов однозначно свидетельствует об отсутствии заметных различий в уровнях базисов эрозии сопряженных бассейнов. В этих условиях сброс стока из приледниковых подпрудных бассейнов на юге даже при значительном его объеме не мог сопровождаться образованием глубоких переуглублений типа Тургайской ложбины.

Как будет показано ниже, картина резко меняется в начале позднего плейстоцена, во время образования в речных долинах внеледниковой зоны, так называемых склонов «предвюрмского вреза». Объем воды, в том числе и талой, образовавшийся вследствие деградации ледниковых покровов, концентрировался в морфологически хорошо оформленных речных долинах. Сток в этих условиях приобретал ярко выраженный линейный характер. При наличии благоприятных предпосылок для сброса из одного бассейна в другой именно такой сток сопровождался внезапным, почти катастрофическим, прорывом, формируя глубокие эрозионные врезы типа спиллвеев.

К сожалению, представления о механизме образования переуглублений, о времени становления и функционирования Великой приледниковой системы стока (Волкова и др., 1975) в пределах Западной Сибири остаются до сих пор крайне противоречивыми (Волков и др., 1964; Волков и др., 1965; Волков и др., 1981; Городецкая, 1970; Сигов, 1958). Схождение этих точек зрения и выработка единого согласованного представления относительно рассматриваемой проблемы практически невозможно без координации программ исследований, начиная с Арктического побережья до Арало-Каспийского региона. Тогда, возможно, станет достоверной разгадка этой невероятно интересной и загадочной палеогеографической проблемы.

Многое в методическом отношении для познания режима тектонических движений дает изучение *морфологических типов речных террас*. Однако установлению по этому признаку принадлежности террас к разным этапам тектонического или палеогеографического развития сопутствуют

определенные трудности. Они особенно возрастают, когда исследователи встречаются с вложенными и, особенно, прислоненными террасами. Дело в том, что разрезы аллювиальных отложений, слагающих тела плейстоценовых террас перигляциальной зоны имеют однотипное строение. Вложенные и особенно прислоненные морфологические типы террас, как известно, характеризуются отсутствием или крайне небольшими значениями разницы абсолютных или относительных высот залегания их цоколя. Подобным типом строения в речных долинах перигляциальной зоны Западной Сибири характеризуются, к примеру, IV и III надпойменные террасы, относимые соответственно к тобольско-самаровскому и ширтинско-тазовскому тектоно-климатическим циклам. Древняя органика из террасовых отложений, залегающих практически на одном гипсометрическом уровне, дает крайне скудную, а порой весьма противоречивую информацию для их стратиграфической привязки. В этих условиях важное значение имеет получение максимально полных данных об абсолютных отметках залегания цоколя террасы, перекрытого русловой фацией аллювия. При этом желательно, чтобы эти данные были получены для определенного компактного участка, лучше всего в поперечном сечении речной долины, с охватом всего комплекса террас, картируемого в ее пределах. Нами для этих целей были взяты нижние части широтных отрезков Иртыша и Оби при сочленении их долин с Тургайской ложбиной.

Кажущаяся противоречивой информация, базирующаяся на анализе состава древней органики, на самом деле обусловлена вполне объективными, специфическими условиями формирования аллювиальных толщ. Известно, что аллювий, выполняющий эрозионные врезы, не является согласно залегающим геологическим телом, отражающим непрерывную стратиграфическую последовательность. Активная кратковременная эрозия может смыть толщу осадков, накопившихся в течение нескольких десятков и даже сотен тысяч лет, уничтожив тем самым информацию геологической летописи о времени и условиях накопления смытых отложений.

Принципы актуализма дают возможность проследить это явление на примере формирования поверхности пойм и слагающих их осадков. Например, высокая пойма характеризуется единым геоморфологическим уровнем и в целом однотипным литолого-фациальным строением аллювия. Однако известно, что пойма представляет собой совокупность разновозрастных сегментов, сформировавшихся в результате горизонтального смещения русла. В поясе меандрирования, в фазу перстративного развития русловых процессов могут образоваться сегменты высокой поймы, возрастом от 8-10 тыс. до 2,5-3 тыс. лет. Используя радиоуглеродные датировки, некоторые исследователи с высокой степенью детальности восстановили время формирования разновозрастных сегментов поймы и климатоландшафтную обстановку эпох их формирования (Панин и др., 2011).

В геологическом прошлом накопление единого тела аллювия, коррелятного плейстоценовой террасе, могло растянуться на более продолжительное время. В значительной степени именно этим обстоятельством объ-

ясняется различный возраст руслового аллювия террас, установленный по радиоуглеродным датировкам, и разная палеогеографическая обстановка эпох осадконакопления, восстановленная по палеоботаническим и микрофаунистическим исследованиям. Во время формирования широких днищ долин, например в тобольскую эпоху, разница в возрасте различных сегментов поймы могла исчисляться многими десятками тысяч лет. По всей вероятности, именно поэтому литература изобилует примерами возрастных и палеогеографических неувязок при характеристике единых литолого-фациальных толщ аллювия (Волкова и др., 1982; Кривоногов, 1982; Матушко, 1975).

Эти неувязки крайне затрудняют, а часто делают невозможной региональную, тем более межрегиональную корреляцию стратиграфических схем, являющихся методической основой для реконструкции палеогеографических событий. На это акцентировал особое внимание один из лучших знатоков геоморфологии и четвертичной геологии Западной Сибири В.А. Николаев (1982). По его мнению, для корреляционных целей более продуктивно могут быть использованы общие, уже установленные закономерности проявления эрозионно-аккумулятивных процессов, связанных с режимом тектонических движений и климато-ландшафтными условиями.

Примером такого надежного временного маркера для корреляционных целей на обширных равнинах Западной Сибири, на наш взгляд, служат *лессовидные толщи*. Вещественный состав, условия залегания лессовидной толщи однозначно указывают на их образование в климато-ландшафтной обстановке плейстоценовых перигляциалов. Они являются составной частью отложений перигляциальной формации. Об этом свидетельствует, прежде всего, тонкий, с преобладанием пылевой фракции состав осадков лессовидных толщ. Эти осадки по периферии воздымающихся структур (Алтая, Улу-Тау) достигают почти 100-метровой мощности.

Такой объем терригенного материала мог поставляться только морозным (криогенным) выветриванием. Последнее обеспечивает очень тонкий механический состав криоэлювия. В его составе, как показали исследования В.Н. Конищева (1981), доминирующее место занимает фракция мелких алевроитов. В условиях открытого пространства перигляциальных степей и полупустынь этот материал легко вовлекался в транспортировку, преимущественно во взвешенном состоянии, атмосферным воздухом. В.С. Зыкин и соавторы ссылаются на данные исследований зарубежных ученых, согласно которым, увеличение количества пыли в атмосфере в периоды максимумов оледенений «в 30 раз превышало ее количество в течение максимумов межледниковий» (2008, с. 232).

Пыль оседала на всех морфологических элементах земной поверхности – на поверхности террас, склонов и междуречных пространств. По периферии упомянутых выше орогенов, в частности в пределах Степного плато, разрезы лессовидных толщ, начиная с конца позднего плейстоцена, имеют непрерывную стратиграфическую последовательность, подтвер-

жденную, в значительной степени, данными абсолютной геохронологии (Зыкин и др., 2009).

Мощная толща лессовидных отложений развита на Тасты-Маркасайском плато в зоне его сочленения с горным массивом Улу-Тау. Она здесь практически не изучена из-за ее «закрытого» залегания. Однако отдельные данные по скважинам и вскрытая часть ее разреза на стенках Аркалыкского карьера свидетельствуют о большом сходстве лессовидных отложений Степного и Тургайского плато. Этот факт имеет принципиальное значение для оценки зоны влияния флуктуации климата ледниковых областей на их периферию. Вся обширная территория Арало-Иртышского региона испытывала в плейстоцене «дыхание» полярных областей, периодически покрывавшихся ледниковыми щитами. Отрицать это влияние, как это делают некоторые исследователи (Зайонц и др., 1982), равнозначно пренебрежению очевидными фактами.

Геоморфологические маркеры, являющиеся выражением тех или иных палеогеографических обстановок, охарактеризованы ниже (см. главу V). Здесь более подробно в качестве таковых рассмотрим *мертвые долины* и *уровни придольных педиментов*. Они однозначно причастны к «судьбе» Тургайской ложбины.

Четко выделяются две *генерации древних реликтовых мертвых долин*. И в древней, и в более молодой системе древних долин те или иные участки Тургайской ложбины выступали как составные элементы их структуры. Основой для выделения разной генерации древних, ныне мертвых, долин явилась глубина вреза, определенная по абс. отметке их современного дна.

Наиболее *древняя* из них, *Сапсынагашская*, заложившаяся, по-видимому, еще в эоплейстоцене, располагается на абс. отметках 180-200 м. Она имеет наиболее сложную структуру. Основным элементом этой системы древних долин является сама Сапсынагашская ложбина. Она имеет субширотное простирание и врезана в поверхность Терсекского и Улькоякского плато на глубину 80-120 м. Ее составными элементами в период активного функционирования были широтные отрезки верховий рек Тобола и Иргиза. Иргиз, в отличие от Тобола, по-видимому, оставался в составе Сапсынагашской системы стока на более продолжительное время. Имеются морфологические признаки связи долины Иргиза с ложбиной после изменения ее широтного направления на меридиональное.

IV надпойменная терраса Иргиза, осадки которой сопоставляются с тобольским горизонтом, и дно Сапсынагашской ложбины формируют единый геоморфологический уровень. Иргиз, в своих низовьях, ниже устья р. Шет-Иргиз, вновь меняет свое течение на субширотное, восток-юго-восточное. Однако в районе Шет-Иргиза уровень IV надпойменной террасы сливается с днищем меридиональной мертвой Челкарской ложбины, прослеживаемой вплоть до северного побережья Аральского моря.

Слияние Сапсынагашской и Тургайской ложбин происходит на широте оз. Сарымоин. Современные днища ложбин по отношению друг к

другу имеют висячий характер и залегают с разницей 80-100 м. Общая конфигурация Сапсынагашской ложбины свидетельствует о северном направлении стока в период ее активного функционирования. Ее базис эрозии располагался на абс. отметке 180-200 м, то есть на уровне Кустанайской равнины.

Вторая генерация мертвых ложбин, назовем ее *Каракамысской*, имеет наиболее тесную пространственную связь с Тургайской ложбиной. Наиболее крупная из них – Каракамысская мертвая ложбина, представляет собой меридиональное простираие долины р. Теке, ниже поворота ее русла на восток. Река впадает сейчас в оз. Сарыкопа. Однако следы ее деятельности в прошлом, южном направлении хорошо сохранились в современном рельефе в виде мертвой долины. Она имеет протяженность около 100 км и вытянута субпараллельно Тургайской ложбине в 30-50 км к западу от нее. Дно Каракамысской долины (абс. отметки 80-120 м) врезано в поверхность среднеплейстоценового педиплена на глубину 60-80 м. На месте сочленения с Тургайской ложбиной, чуть выше Туемойнакской горловины, днища их формируют единый геоморфологический уровень. Характер взаимоотношений осадков, выполняющих ложбины, к сожалению, не выявлен.

Стоит особо подчеркнуть большое значение в методическом отношении исследования рисунка и структуры древних ложбин стока, амплитуд вреза и литолого-фациального состава осадков, их выполняющих, для восстановления последовательности событий в процессе становления и развития дренажной системы Арало-Иртышского региона.

Для этих же целей необходим *анализ и корреляция* высотного положения *уровней плейстоценовых террас и педиментов*. Роль педиментов в создании специфического морфологического облика Тургайской столовой страны начали осознавать лишь в начале 60-х годов (Илларионов, 1966; Николаев, 1966).

В семиаридной климато-ландшафтной обстановке процессы плоскостного смыва приводят к параллельному отступанию склонов и формированию в их подошве денудационных площадок – педиментов. Первоначально они появляются в тыловой части террасы, образуя с ее поверхностью единый геоморфологический уровень. Постепенно расширяясь за отступающим склоном, педименты со временем превращаются в обширные денудационные поверхности. Этим объясняется одна из геоморфологических загадок флювиальных форм семиаридной зоны – огромная ширина днищ саев, аналогов наших балок, достигающих нескольких километров, и днищ долин малых рек, превышающих иногда десять и более километров. Образование таких обширных днищ речных долин это не следствие проявления эрозионно-аккумулятивной деятельности реки, а результат склоновых процессов. То же самое происходило в прошлом – уровни педиментов, привязанные к поверхности плейстоценовых террас, превышают десятки километров, а местами, срезая междуречья смежных речных бассейнов, превращаются в обширные педиплены. В аспекте рассматриваемой про-

блемы параллельное отступление склонов часто сводится к образованию «*педиментных проходов*» или «*педиментных коридоров*» на водоразделах сопряженных бассейнов. Такие коридоры в случае подъема воды в одном из смежных бассейнов могли служить местом переброса стока из одного бассейна в другой.

Однозначную определенность для привязки аллювиальных толщ к климатическим циклам имеют специфические образования в их разрезах. Такие образования имеют тесную временную и пространственную привязку к конкретным климато-ландшафтным обстановкам, порождением которых они и являются. Это касается, прежде всего, *горизонтов погребенных почв*. По периферии вздымающихся орогенных областей (Алтай, Улу-Тау), где представлена полная за плейстоцен стратиграфическая последовательность лессово-почвенных комплексов, погребенные почвы, сформировавшиеся в эпохи межледниковий, отделяют друг от друга толщи субэразальных лессов, накопившихся в эпохи плейстоценовых перигляциалов.

В речных долинах перигляциальной зоны горизонты палеопочв, если они сохранились от последующего размыва, венчают обычно погребенную аккумулятивную поверхность, сложенную пойменной фацией аллювия. Притом во многих местах выявлено закономерное парагенетическое замещение палеопочв днищ речных долин почвами на осадках перигляциальной формации склонового ряда (на солифлюкционных, делювиальных). Палеопочвы, сформировавшиеся на склоновых отложениях, на аккумулятивных равнинах междуречий, замещаются горизонтами погребенных почв лессово-почвенных комплексов. Полный комплекс погребенных почв, сформировавшихся в эпохи плейстоценовых межледниковий, редко, но все же картируется на выположенных, затененных склонах речных долин и еще реже в тыловой части плейстоценовых террас. Количество горизонтов погребенных почв, не затронутых эрозией, находится в прямой связи с возрастом речных долин. Чем древнее речная долина, тем вероятнее наличие большего количества погребенных горизонтов палеопочв в ее контурах.

Значимость, равную палеопочвам, для установления временных рубежей смены климато-ландшафтных обстановок имеют *реликтовые горизонты бывшего морозобойного растрескивания пород*. Морозобойное растрескивание сопровождалось образованием в толще пород огромных трещин в форме клиньев, заполненных льдом. Совокупность таких клиньев на земной поверхности имеет форму 4-6-угольных полигонов, размером в поперечнике чаще всего 20-30 м, реже – 40-60 м и еще реже – 80-120 м. Образование подобных полигонов связывают обычно с максимумом снижения температур в эпоху оледенений.

В разрезах четвертичных отложений, в том числе и аллювиальных, горизонт морозобойных трещин, как правило, располагается над погребенными палеопочвами. С началом межледниковья лед, заполнявший морозобойные клинья, начинал таять. Время формирования ледяных клиньев и особенно время их полной деградации сопровождалось образованием в

разрезе горных пород разнообразных криогенных текстур, прежде всего, псевдоморфоз по ледяным клиньям. Таяние льда в морозобойных трещинах представляло собой, по существу, разновидность термокарста. В фазы внутривековых и межвековых флуктуаций климата, сопровождавшихся увеличением мощности сезонно-талого слоя мерзлоты, этот специфический вид термокарста обеспечивал «избыточность» талой воды и эмбриональную обводненность обширных плоских равнин. Установление геолого-геоморфологических условий формирования мерзлотных полигонов и масштаба проявления этих процессов имеет важное методическое значение для объяснения происхождения маломощной толщи субаквальных отложений на обширных, абсолютно плоских равнинах юга Западной Сибири.

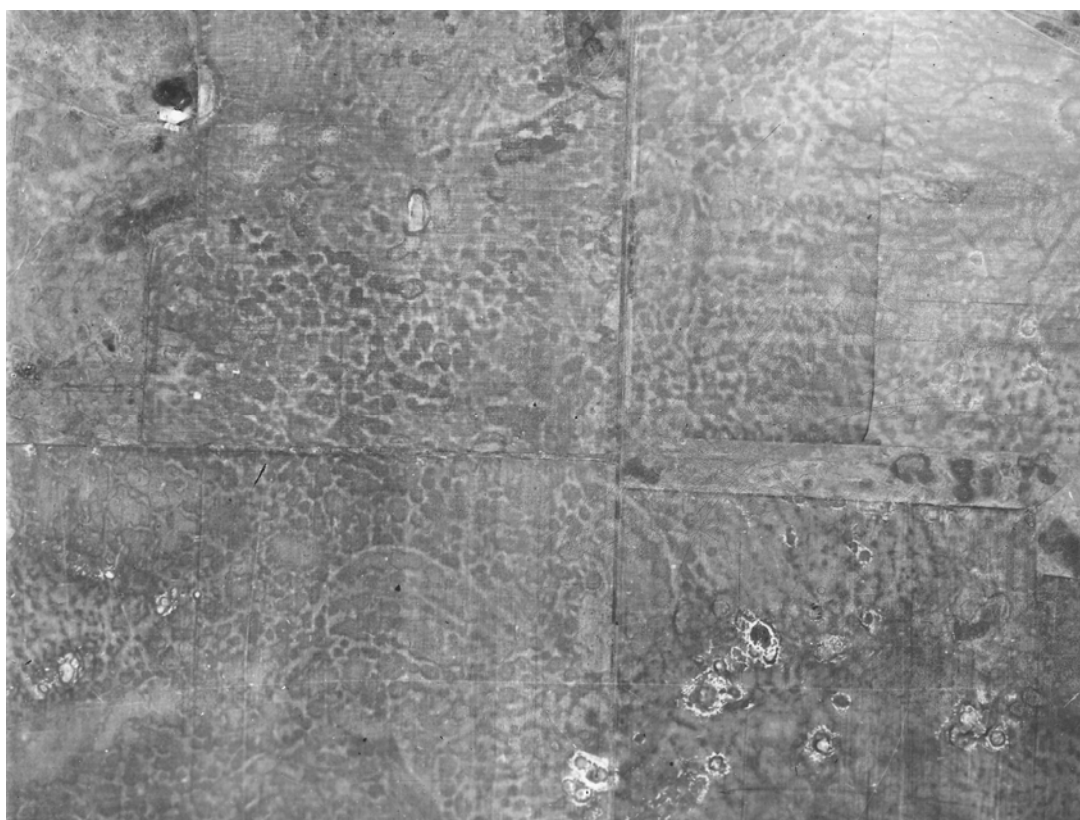


Рис. 3. Слабо видоизмененный реликтовый плейстоценовый полигонально-блочный микрорельеф на поверхности Кустанайской равнины

Мерзлотные полигоны находят выражение не только в текстуре разрезов четвертичных отложений. После полной деградации мерзлоты они экспонируются на дневную поверхность, сохраняя свои плановые очертания; формируется полигонально-блочный микрорельеф, хорошо «читаемый» на материалах аэро- и космической съемки (рис. 3).

Смена климато-ландшафтных обстановок, помимо полигонально-блочного микрорельефа, устанавливается и по более крупным формам рельефа. Особый интерес в этом отношении представляют образования,

созданные деятельностью многорукавных (разветвление на рукава) русел и эоловых процессов. Они будут рассмотрены ниже.

Обобщая раздел методики, отметим следующее. В рельефе земной поверхности и в слагающих его коррелятных отложениях находят определенное выражение режимы тектонических движений и климатоландшафтные условия. Их проявление, судя по формам рельефа и осадкам, было цикличным. Поэтому в эволюции земной поверхности, важную роль в формировании которой сыграли флювиальные системы, можно выделить определенные тектонические и климатические циклы (или этапы). Для них характерны специфические, присущие им особенности рельефообразования и осадконакопления.

Фазы восходящего развития движений в рельефообразовании выражаются в эрозионном расчленении земной поверхности, инстративном врезе русел рек и в образовании врезанных типов террас в долинах рек. По содержанию процессов рельефообразования и осадконакопления восходящим фазам тектогенеза близки климатические фазы, соответствующие эпохам межледниковий. Временное наложение друг на друга тектонических и климатических фаз обуславливает их тектонико-климатическое содержание, усиливая однонаправленные процессы морфо- и литогенеза.

Фазам стабилизации тектонических движений или их нисходящего развития соответствует образование денудационных или аккумулятивных поверхностей выравнивания на междуречьях, прислоненных и наложенных террас в речных долинах. Квазианалогичными по содержанию в морфо- и литогенезе тектоническим движениям с подобным режимом соответствуют эпохи оледенений. Циклы по своему содержанию могут быть гомогенными (тектоническими или климатическими) или наложенными (тектонико-климатическими), сочетающими в себе черты и тектонических, и климатических циклов.

В новейшей истории Арало-Иртышских равнин мы выделяем всего 7 циклов: 1) миоценовый климатический; 2) плиоценовый тектонический; 3) эоплейстоценовый тектоно-климатический; 4) ранненеоплейстоценовый тектонический; 5) неоплейстоценовый климатический; 6) позднеоплейстоценовый тектоно-климатический; 7) голоценовый. Это деление, естественно, носит в некоторой степени условный характер. В процессах морфо- и литогенеза тектоника и климат проявляют себя как постоянно функционирующие во времени и в пространстве факторы. Гомогенность цикла в данном случае означает наличие черт некоторой «избыточности» фактора, который становился ведущим в осадконакоплении и рельефообразовании и часто служил причиной перестройки структуры флювиальной системы.

Глава V. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ ИССЛЕДОВАНИЙ И ЕГО ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Фактический материал излагается в последовательности проявления упомянутых циклов, в контексте рассматриваемой проблемы формирования речной сети Арало-Иртышского региона.

Миоценовый цикл оставил наиболее заметный след в рельефе и осадках на его территории. Результатом его проявления явилось образование миоценовой поверхности выравнивания, занимающей обширные площади Евро-Азиатского материка. Она развита в пределах разных геоструктурных блоков земной коры, относящихся к древним (Русская) и молодым (Западно-Сибирская) платформам, альпийскому орогенному поясу и возрожденным и обновленным структурам типа Урала и Казахского щита (Илларионов, 2007). На всей обширной территории рассматриваемого региона миоценовая аккумулятивная поверхность сложена осадками, объединенными в аральский горизонт.

Исключительно однородный глинистый состав осадков придает их разрезам черты водных отложений. Поэтому многие исследователи рассматривают миоценовые глины как озерные (Лавров, 1979). Выражением крайней точки зрения о единообразии среды осадконакопления явилась статья П.Я. Кошелева и Б.М. Михайлова о морском происхождении осадков аральской свиты (1969). В то же время эти осадки лишены структурно-текстурных признаков отложений, накопившихся в крупных водоемах. Более того, на обширной территории Арало-Иртышского региона во многих местах обнаружены захоронения наземных позвоночных, приспособленных к проживанию в ландшафтах саванного типа. Эти противоречия палеогеографического характера были преодолены лишь в 70-80-х годах прошлого века. Выяснилось обстоятельство тесной парагенетической связи миоценовых аккумулятивных равнин Тургайского прогиба и юга Западной Сибири с денудационными поверхностями миоценовых педипленов Урала и Казахского щита (Илларионов, 2007; Сигов, 1968). Образование последних было обусловлено, прежде всего, сменой климатической обстановки, выразившееся в замещении лесной листопадной «тургайской» флоры растительностью открытых пространств саванного типа.

На особенности миоценового осадконакопления, предопределенные в основном климатическими условиями, указывал еще Л.Я. Яншин (1953). Впоследствии они были обоснованы другими исследователями (Ерофеев и др., 1983; Илларионов, 2007; Сигов, 1968). Смена климато-ландшафтной обстановки вызвала и смену типов морфогенеза, особенно ярко проявившуюся на территории смежных с Западно-Сибирской платформой орогенов – Урала и Казахского щита. Активному проявлению педипленидации на территории последних способствовало широкое развитие «зрелой» коры выветривания, слабоустойчивой и легко подверженной процессам плоскостного смыва. Смытый материал накапливался на прилегающих площадях Тургая и Западной Сибири в мелких, часто пересыхающих и мигрирующих

в пространстве озерах (Илларионов, 1990; Илларионов, 2007). По существу, это было континентальное осадконакопление. Осадки, накапливающиеся в этих условиях, вследствие своей однородности приобретают черты водных отложений. На это впервые обратили внимание французские исследователи (Кайе, 1981). Мы предлагали выделить их в особый генетический тип континентальных отложений под названием *сетандрий* (Илларионов, 1990). Миоценовая аккумулятивная поверхность в Арало-Иртышском регионе была исходной, с деформации которой началось формирование дренажной системы на его территории. Отдельные элементы прарек вошли впоследствии в структуру современной гидрографической сети региона.

Плиоценовый цикл, начавшийся на рубеже миоцена и плиоцена, характеризуется общим восходящим режимом развития новейших тектонических движений. Заметные морфологические следы этот тектонический цикл оставил по периферии Казахского щита (Кокчетавское Приишимье, Павлодарское Прииртышье). Прерывистый, но в целом восходящий тренд развития тектонических движений дал начало заложению двух генераций речной сети. Их отдельные фрагменты восстанавливаются по аллювиальным осадкам, принадлежащим в региональной стратиграфической схеме двум надгоризонтам – прииртышский (верхний миоцен – нижний плиоцен) и кокчетавский (верхний плиоцен).

С детальной биостратиграфической характеристикой выделенных стратотипов и палеоклиматической обстановкой эпох осадконакопления можно ознакомиться по итогам фундаментальных исследований В.С. Зыкина и др. (2008). Здесь же отметим, что в пределах Тургайской столовой страны и прилегающей к ней части Западной Сибири осадки, коррелятные времени проявления эрозионно-аккумулятивной деятельности позднемиоценовых – раннеплиоценовых и позднеплиоценовых рек, развиты крайне разрозненно и локально. Вследствие этого исключается возможность восстановления рисунка плиоценовых прарек. Однако сохранившиеся пятна аллювия этих рек однозначно указывают на их принадлежность к двум водосборным бассейнам – северному (Арктическому) и южному (Аральскому). Причиной обособления этих бассейнов явилось начало воздымания миоценовой аккумулятивной равнины, более заметно проявившееся в Приуральской части. Морфоструктурные признаки приобрела западная часть Тургайской столовой страны в виде Терсекского и Улькайского плато. Поверхность первого полностью лишена покрова эоплейстоценовых отложений. Мощности последних на Улькайском плато существенно уступают мощностям одновозрастных осадков в пределах Тасты-Маркасайского плато (Бобоедова, 1979).

Более явные признаки дифференциации дренажной системы региона на северный и южный водосборные бассейны оставил следующий *эоплейстоценовый* тектоно-климатический цикл. Начало цикла совпадает с времением рек, сформировавших неглубокие речные долины, аллювий которых в свое время был выделен в кустанайскую свиту (Сигов, 1954). На не-

которых участках Кустанайско-Миасской и Ишимской равнин контуры развития кустанайской свиты следуют вдоль долин современных рек. В этих местах подошва древнего аллювия располагается на абс. отметках от 150 до 185 м. В прибровочной части долины Тобола (ниже г. Кустанай), Ишима (ниже устья р. Аккан-Бурлук) осадки кустанайской свиты экспонируются на дневную поверхность. Это дало основание А.П. Сигову считать эти осадки аллювием наиболее высокой террасы современных рек. Но уже в пределах Тюнтюгурской равнины, как показали последующие картировочные работы, отложения кустанайской свиты погребены под озерными осадками жуншилинской свиты (аналоги отложений верхней части кочковского горизонта). Следовательно, отложения кустанайской свиты являются аллювием пра-рек. Контуры последних местами просто унаследованы современной речной сетью. Превратное объяснение геоморфологического положения аллювия прарек внесло существенную путаницу в установление последовательности эрозионно-аккумулятивных циклов в Тургайской ложбине. Тот же автор (Сигов, 1958) на основе скудного биостратиграфического материала, в значительной степени на основе логических рассуждений счел возможным увязать время выработки переуглубления Тургайской ложбины со следующим, раннечетвертичным эрозионно-аккумулятивным циклом.

В раннечетвертичное, согласно современной стратиграфической шкале, *раннеплейстоценовое время*, действительно, имело место проявление эрозионного цикла, обусловленное в значительной степени активизацией тектонических движений. В пределах Зауральского пенеплена и прилегающей к нему части Кустанайско-Миасской равнины от этого и более древнего, плиоценового, цикла сохранились меридионально вытянутые ложбины, выполненные аллювием (Сухоруков, 1965; Тевелев и др., 2009). Судя по конфигурации сохранившихся от последующего размыва пятен древнего аллювия, раннеплейстоценовые реки, как и плиоценовые, текли на север, в сторону Кондинской низины. Более четкое представление о морфологии речных долин этого времени дают материалы по Тюнтюгурской равнине. Здесь также выявлена сеть меридионально вытянутых долин. Их аллювий, выделенный А.Я. Брагиным в койбагарскую свиту (Бобоедова, 1979), выполняет относительно узкие (до 3,5-5 км) эрозионные врезы. Аллювий имеет преимущественно суглинисто-супесчаный состав. Лишь базальный слой (2,5-3 м), залегающий в кровле морских отложений чеганской свиты, представлен песчано-гравийно-галечным материалом. Мощность осадков, выполняющих врезы, достигает 25-30 м. Амплитуда эрозионного вреза относительно кровли миоценовых отложений составляет около 50 м.

Покровные суглинки, мощностью до 15-20 м, перекрывающие осадки койбагарской свиты, затушевывают морфологическую выраженность древних врезов. Амплитуда эрозионных врезов уменьшается к северу, сходя практически на нет в контурах Ишимской равнины. Поверхность последней фактически была базисом эрозии раннеплейстоценовых водо-

токов. Здесь, очевидно, находились их дельты, реликты которых картируются в виде слабоврезанных, сильно разветвленных ложбин меридионального простираия. Впоследствии, в эпоху самаровского оледенения, часть этих ложбин, как увидим ниже, была заимствована и модифицирована водами Ишима и Убагана.

Биостратиграфическое обоснование возраста осадков койбагарской свиты весьма слабое. Однако в низовьях Убагана, по его правобережью, отмечены фрагменты древней балочной сети, геоморфологическое положение которой однозначно свидетельствует о ее принадлежности к ранне-неоплейстоценовой флювиальной системе. Погребенные тальвеги древних балок лежат ниже осадков кустанайской свиты и аллювия тобольского горизонта, но значительно выше современного дна, не говоря уже о погребенном тальвеге Тургайской ложбины. Контуры последней заимствованы здесь долиной Убагана. Принадлежность балочной сети ранне-неоплейстоценовой флювиальной системе, связующим звеном в которой была долина пра-Убагана, очевидна. Именно из осадков, выполняющих древнюю балочную сеть, нами извлечены кости лошади *Equus ex gr. stenonis* *Cochi* и носорога *Rhinoceros aff. mercki* *Jaeg.* По заключению А.К. Векуа, они относятся к нижнему плейстоцену. Фауна моллюсков из отложений койбагарской свиты, собранная А.Я. Брагиным в кернах скважин, нами (А.А. Бобоедова, А.Г. Илларионов) в обнажениях выделен под названием койбагарской (Мадерни, 1967). По его данным, для койбагарского фаунистического комплекса характерны как плиоценовые (реликтовые) формы (хотя совершенно отсутствуют крупные двустворки рода *Unia* и *Corbicula*, обычные для кустанайской свиты), так и виды, появившиеся только в четвертичное время, такие как *Amphipeplea glutinosa*, *Radux ovata*. Он считает, что возрастной диапазон койбагарского комплекса следует ограничить раннечетвертичным временем и первой половиной среднечетвертичного.

В аспекте рассматриваемой проблемы для нас принципиально важно другое – последовательность палеогеографических событий. Фрагменты флювиальной системы, местами погребенной, местами, по-видимому, уничтоженной последующей эрозией, однозначно свидетельствуют о проявлении эрозионно-аккумулятивного цикла, временные интервалы которого ограничиваются второй половиной эоплейстоцена и, возможно, началом тобольского времени.

Особенно яркий след в осадконакоплении и рельефообразовании Арало-Иртышского региона сохранился от следующего, *неоплейстоценового*, цикла. В его временные рамки заключены, по существу, два климатических цикла, близкие по содержанию в проявлении процессов лито- и морфогенеза. Первый включает в себя эпоху тобольского межледниковья и следующую за ней эпоху самаровского оледенения; второй, соответственно, ширтинское межледниковье и тазовское оледенение. Системообразующим и в осадках, и в рельефе был первый цикл: тобольское межледниковье, продолжительностью около 125 тыс. лет (от 427 до 301 тыс. лет назад) и самаровское оледенение (примерно между 300 и 240 тыс. лет назад).

Ширтинско-тазовский цикл (временные интервалы межледниковья и оледенения соответственно 240-185 и 185-125 тыс. лет назад) наложился на предшествующий цикл, внося местами существенное усложнение в его структуру.

Заложение гидрографической сети тобольского времени фиксирует начало первого, тобольско-самаровского, цикла. Этот цикл можно охарактеризовать как время существенной перестройки русловой сети в долинах рек внеледниковой зоны и формирования на ее территории великих аллювиальных равнин. Водотоки этого времени, где-то вследствие погребения, местами из-за размыва, существенно стерли с поверхности земли следы эрозионно-аккумулятивной деятельности флювиальных систем предшествующих циклов. Площади же аллювиальных равнин, сформировавшихся в тобольско-самаровское время, приближаются к миллиону квадратных километров.

Как модели аккумуляции водных осадков на обширных пространствах междуречий рассмотрены здесь только поверхности Кустанайской и Ишимской равнин. Однако по образу и подобию формировались обширные равнины Прииртышья, ниже г. Павлодара и Приобья, ниже г. Новосибирска. По левобережью широтного отрезка Иртыша, ниже устья р. Оша, ширина неоплейстоценовой аллювиальной равнины местами превышает 50 км, а по левобережью Оби, ниже устья р. Вах, достигает почти 100 км (Земцов, 1975; Шацкий, 1975).

Разрез четвертичных отложений таких равнин обычно начинается с терригенного материала, представляющего собой русловую фацию аллювия. Значительную долю в ней занимают пески, имеющие характерную косую или диагональную слоистость. Вследствие этого за всей базальной толщей аллювия еще с 30-х годов прошлого века закрепилось в Западной Сибири название «диагональные пески» (Сукачев, 1932).

Имеются многие десятки описаний аллювия тобольского межледниковья, входящего в тобольский горизонт региональной стратиграфической шкалы. Отмечу основные черты его строения в пределах Тобольского материка, приведенного в работах С.С. Волковой (1966), Ф.А. Каплянкой и В.Д. Тарноградского (1967), С.Б. Шацкого (1975). Выше было отмечено, что склон материка, обрывающийся в сторону Кондинской низины, является одновременно восточным бортом Тургайской ложбины. Здесь происходит ее сочленение с областью развития плейстоценовых ледниковых покровов.

В северной части Тобольского материка диагональные пески уходят под урез воды Иртыша (абс. отметки около 30 м). По данным Р.В. Крапивнера, (1969) на ее левобережьи они подстилают аллювий молодых террас. В южной части материка, выше по течению от с. Кошелево, диагональные пески залегают на очень неровном палеогеновом цоколе, выполняя локальные эрозионные врезы. Мощность их здесь невелика – обычно от 3 до 7 м. Диагональные пески перекрываются пойменной фацией аллювия, представленной тонкозернистыми глинистыми песками и илами. Поймен-

ная фация аллювия во многих местах увенчана погребенной гидроморфной почвой. Многие авторы указывают на то, что почва и нижележащие пойменные отложения пронизаны многочисленными мерзлотными клиньями (Каплянская и др., 1967; Крапивнер, 1969; Мартынов и др., 1976). Горизонтом погребенной почвы завершается разрез нормального фациально расчлененного аллювия, относимого к тобольскому горизонту.

В разрезе четвертичных отложений Западной Сибири аллювий тобольского горизонта является одной из немногих толщ, возраст которой имеет комплексную биостратиграфическую характеристику. Она основана на изучении костных остатков крупных и мелких млекопитающих, пресноводных моллюсков, микрофауны, палеокарпологических и спорово-пыльцевых данных. Хотя и имеются некоторые противоречия в определении возраста аллювиальной толщи по данным палео-флоры и фауны, они вполне объяснимы. Фации тобольского аллювия накапливались в фазу перстративного развития русловых процессов, сопровождавшихся неоднократным перебивом руслом своих же, ранее отложенных осадков. При относительно стабильном режиме тектонических движений это происходило на близких абс. отметках и растянулось на более чем 100 тыс. лет. Естественно, разные сегменты руслового аллювия, накопившиеся в разное время, могли отличаться друг от друга по возрасту на несколько десятков тысяч лет. По крайней мере, палеонтологический и палеофлористический материал не противоречит отнесению фациально расчлененного аллювия тобольского горизонта к эпохе тобольского межледниковья.

Выше горизонта погребенной почвы со следами криогенной деформации, венчающего аллювиальные отложения тобольского горизонта, на западном береговом обрыве Тобольского материка, залегает мощная (от 35 до 50-55 м) толща четвертичных отложений. Эта толща, по мнению большинства исследователей, слагает здесь высокую, 70-90-метровую, IV надпойменную террасу Иртыша. Толща по разрезу делится на две части: на нижнюю и верхнюю. Осадки нижней части разреза по составу и строению принадлежат к двум литолого-фациальным зонам – северной и южной. Верхняя часть разреза толщи однородна на всей площади Тобольского материка.

В северной части Тобольского материка нижняя часть разреза делится на три пачки. Нижняя пачка сложена ленточноподобными глинами с прослоями и линзами (от 1,5 до 5-7 м) тонкозернистых пылеватых песков и протяженными, до нескольких сот метров, линзами русловых, преимущественно тонкозернистых песков мощностью до 10 м. Мощность пачки колеблется от 21 до 26 м. Средняя пачка представлена мореноподобными суглинками с примесью терригенного материала, включая валуны размером до 0,2 м. Эта пачка представляет собой морену самаровского оледенения (Волкова, 1966; Мартынов и др., 1976). Мощность ее колеблется здесь от 5 до 7-8 м. Верхняя пачка преимущественно песчаная с прослоями (1-2 м) супесей, суглинков и глин. Пески преимущественно тонкозернистые,

относительно хорошо отсортированные с тонкой горизонтальной слоистостью. Мощность пачки 3-4 м, местами возрастает до 7-8 м.

Южная часть Тобольского материка отличается менее четкой обособленностью выше отмеченных пачек. Нижняя пачка по составу и по мощности близка таковой северной зоны. Мореноподобные суглинки средней пачки на юге замещаются осадками мелководных водоемов, представленными песками с тонкими прослоями супесей, суглинков и глин. Мощность пачки колеблется от 4-5 до 9-10 м, лишь на локальных участках достигает 13-14 м. Верхняя пачка аналогична таковой северной зоны.

Обособление пачек, помимо состава и строения, местами подчеркивается наличием на их контакте прослоев растительного детрита и реликтов криогенных текстур. Инволюционные смятия слоев и неглубокие (до 3 м) и узкие псевдоморфозы по повторно-жильным льдам наблюдаются в кровле нижней пачки. Она же обогащена растительным детритом. Кровля верхней пачки (абс. отметки 60-65 м) фиксирует границу регионального перерыва осадконакопления в виде горизонта крупных (глубиной до 6 м) псевдоморфоз на месте повторно-жильных льдов. Выше этого горизонта располагается верхняя часть разреза четвертичных отложений Тобольского материка.

Верхнюю часть разреза Тобольского материка относят обычно к покровному комплексу (Волков и др., 1973; Зарина и др., 1961; Лаухин и др., 2006). В южной части Тобольского материка в разрезе покровного комплекса преобладают пылеватые супеси с прослоями суглинков и глин. Пески в виде тонких, сантиметровых пропластков встречаются только в нижней части разреза. В северной зоне они, наоборот, являются обычными. Относительно мощные (1-2 м) пачки тонкозернистых песков рассеяны в толще суглинков и супесей. Как в северной, так и в южной зоне некоторые прослои суглинков и супесей обогащены растительным детритом. Одни авторы считают подобные слои горизонтами погребенных почв и приравнивают разрез покровной толщи к лессово-почвенному комплексу (Волков и др., 1973; Зыкина, 1986), другие не воспринимают эти горизонты в качестве климатических маркеров (Каплянская и др., 1967). К этим же горизонтам приурочены криогенные текстуры, чаще всего, в виде псевдоморфоз по мерзлотным клиньям. Два горизонта, обогащенные органикой, деформированные криогенными текстурами и выдержанные по своему пространственному положению, делят покровную толщу на три, примерно соизмеримые по мощности, пачки.

Разрез четвертичных отложений Тобольского материка, лежащий выше аллювия тобольского горизонта, ни в генетическом, ни в возрастном отношении не получил до сих пор согласованную трактовку. Существует, по крайней мере, несколько вариантов толкования условий и времени накопления осадков этого разреза. Варианты толкований, к сожалению, часто коррелируются с числом толкователей. Сами же разрезы, при сохранности их координат на эрозионном срезе, несмотря на неумолимый бег времени, остаются относительно неизменными на века. Лучшим доказательством

этого является повторение подробного описания некоторых разрезов, сделанного еще в 30-х годах прошлого века П.А. Православлевым, В.Н. Сукачевым и другими, в десятках работ последующих исследователей.

Современные представления о происхождении и возрасте рассматриваемых осадков, включившие в себя, естественно, и некоторые идеи предшественников, начали складываться в конце 50-х годов. В их основу легли результаты специально проведенных полевых исследований (Зарина и др., 1961). И.И. Краснов, участвовавший в этих работах, дал следующее толкование разрезов Тобольского материка. Мощную пачку, лежащую на аллювии тобольского горизонта, он рассматривал как озерно-аллювиальные осадки самаровской ледниковой эпохи. Все вышележащие пачки с горизонтами погребенных почв и криогенных текстур он отнес ко второй половине среднего плейстоцена и позднему плейстоцену. Две верхние пачки покровного комплекса, по его мнению, имеют субаэральное происхождение и формировались на водораздельных пространствах перигляциальной зоны параллельно с образованием террас в долинах.

Ф.А. Каплянская и В.Д. Тарноградский, разделявшие первоначально точку зрения И.И. Краснова, позднее (1967) всю толщу, лежащую над аллювием тобольского горизонта, отнесли к самаровской эпохе, выделив ее в сузгунскую свиту. Отложения сузгунской свиты, по их мнению, имеют одинаковое озерно-аллювиальное происхождение и являются осадком мелкого, часто осыхавшего и промерзавшего до дна подпрудного водоема. Горизонтам погребенных почв они не придают значения климатических маркеров. Почвы, по их представлениям, являются аллювиально-болотными и могли сформироваться во время кратковременного осыхания водоема, функционировавшего на протяжении всей самаровской эпохи.

Р.Б. Крапивнер (1969) все три пачки, заключенные между толщей тобольского аллювия и осадками покровного комплекса, относил к лагунным отложениям эпохи самаровского оледенения. Оригинальные идеи этого автора не были подтверждены результатами специальных полевых исследований. Надобность последних возникла в процессе составления карты четвертичных отложений Западной Сибири. К исследованиям были привлечены геологи с большим опытом полевых работ и авторитетные ученые академических институтов (Мартынов и др., 1976).

Работа Р.Б. Крапивнера интересна тем, что в ней приводится достаточно богатый палео-флористический и фаунистический материал, свидетельствующий о накоплении вмещающих его осадков в заведомо холодных условиях эпохи самаровского, возможно, и тазовского оледенения. Отложения покровного комплекса рассматриваются Р.Б. Крапивнером как озерно-аллювиальные. По времени накопления они отнесены ко второй половине среднего плейстоцена, то есть ширтинско-тазовскому циклу. Однако работы 70-80-х годов показали принадлежность верхней части разреза четвертичных отложений Тобольского материка к лессово-почвенному комплексу второй половины позднего плейстоцена — каргинско-сартанскому циклу. В то же время, о чем свидетельствуют исследования

последних лет (Лаухин, 2006), не исключается принадлежность покровных отложений Тобольского материка, лессово-почвенного комплекса к более древнему, раннезырянскому или казанцевско-ермаковскому циклу. Таким образом, в трактовке генезиса и возраста осадков в разрезах четвертичных отложений Тобольского материка точка зрения И.И. Краснова остается до сих пор в принципе правильной.

Углубление в нерешенные и дискуссионные вопросы стратиграфии как бы уводят нас в сторону от рассматриваемой проблемы. Однако это не так. Должна же была существовать какая-то связь между подпрудным водоемом, сформировавшимся в послетобольское время в низовьях Тобола и Иртыша, и Тургайской ложбиной. Назовем этот водоем для краткости изложения Сузгунским озером.

В период функционирования Сузгунского озера Тургайская ложбина в современных ее контурах не существовала. Однако ее «прародитель» – пра-Сапсынагашская ложбина и ее северная часть, заимствованная впоследствии долинами Убагана и Тобола, видимо, уже заложила контуры будущей ложбины. Вся эта система прарек выносила свои воды в Сузгунское озеро. Осушение Сузгунского озера приходится, по-видимому, на время выработки переуглублений ледниковой зоны. Погребенное дно этих переуглублений уже на широте Тобольского материка располагается на абс. отметках от -30 до -60 м (Крапивнер, 1969). Севернее Сибирских увалов, на территории приморских равнин и шельфа Карского моря, эти переуглубления с отметками дна ниже -200 м превращаются в настоящие каньоны. Однако установление характера, тесноты и вида взаимосвязей элементов системы «Сузгунское озеро ↔ переуглубления ледниковой зоны» находится пока на уровне «черного ящика».

Характер процессов лито- и морфогенеза в долинах рек Иртышского бассейна (Тобола, Ишима), водосбор которых поставлял сток в Сузгунское озеро, становится понятным при изучении их IV надпойменной террасы. В самой южной части Западной Сибири и в контурах Тургайской столовой страны эта терраса переходит в III надпойменную. Строение террас достаточно подробно освещено в литературе (Бобоедова, 1966 б; Волкова и др., 1973; Шацкий, 1975 и др.).

Разрез осадков, слагающих ее поверхность, состоит из двух частей. Внизу залегает нормальный, фациально расчлененный аллювий – полный аналог по составу, строению и палеофаунистической характеристике аллювию тобольского горизонта северных районов. Пойменная фация и русловые осадки («диагональные пески») перекрываются толщей осадков, представленных серыми тонкослоистыми глинами и суглинками, чередующимися мелко- и среднезернистыми песками и супесями. Суммарная их мощность колеблется в пределах 5-7 м и лишь в полных разрезах, в ядрах скважин, достигает 12-15 м. Структурно-текстурные особенности строения осадков этой толщи, прежде всего наличие следов криогенных деформаций, свидетельствуют об их принадлежности к перигляциальной формации.

Таким образом, в строении IV надпойменной террасы принимают участие отложения, соответствующие по возрасту тобольскому и самаровскому горизонтам. Интересно то, что перигляциальная часть разреза террасовых отложений выходит за пределы речных долин на низкие междуречья. В долине Тобола это явление наблюдается ниже устья р. Аят, а в долине Ишима – ниже устья руч. Чудасай. Здесь оно подробно и образно охарактеризовано Е.В. Шанцером и Т.М. Микулиной (1967). Их описание мы приводим в этом месте почти дословно.

Между устьями р. Аккан-Бурлук и руч. Чудасай хорошо картируются все четыре уровня плейстоценовых террас р. Ишима. Уровень наиболее высокой IV террасы возвышается над Ишимом на 35-40 м. Ниже устья руч. Чудасай эта терраса сливается с поверхностью Ишимской равнины. Их поверхности сливаются в единый геоморфологический уровень, соответствующий высоте IV террасы. Так, несколько севернее, у с. Марьевки высота приречной части равнины составляет всего 33 м над рекой, а внутренних частей не превышает 40 м. Отсюда ясно, как пишут авторы, что во время формирования своей IV террасы река опиралась на поверхность Ишимской равнины и ниже устья руч. Чудасай долина Ишима теряла свою морфологическую выраженность. Здесь перигляциальная часть озерно-аллювиальных осадков одновременно покрывала поверхность террасы и сниженные участки междуречья.

На с. 106-107 Е.В. Шанцер и Т.М. Микулина дают детальную характеристику морфологии Ишимской равнины. Ее особенностью здесь является наличие большого количества слабо врезаемых ложбин меридиональной и субмеридиональной ориентировки, простирающихся на многие десятки километров. Часть из них, очевидно, представляет собой остатки (реликты) многорукавных русел на дельтах, сформировавшихся, как было указано выше, в долинах «койбагарских» рек при их выходе с Тюнтюгурской равнины на поверхность Ишимской равнины. Очень важная деталь: вдоль многих ложбин «тянутся гривообразные повышения до 1,5-2 м высотой, то прерывающиеся, то вновь возникающие и обнаруживающие поразительное сходство с прирусловыми валами и гривами речных пойм» (Шанцер, Микулина, 1967, с. 107).

Геоморфологическая сущность этого факта сводится к тому, что *формирование пойменно-руслового комплекса* во время наполнения перигляциальной части аллювия IV надпойменной террасы *происходило не только в пределах речной долины, но и на низких междуречьях*, прилегающих к долине. Описание гривно-ложбинного рельефа Ишимской равнины имеется и в работах других авторов (Архипов, 1970; Волков, 1964). Однако не следует путать строго ориентированный на восток-северо-восток мелкогривный рельеф с увалами и гривами, сопровождающими ложбины. В специальной работе нами было показано (Илларионов, 1989), что мелкогривный рельеф сформировался в результате дефляционной переработки увалов и грив, сопровождающих ложбины.

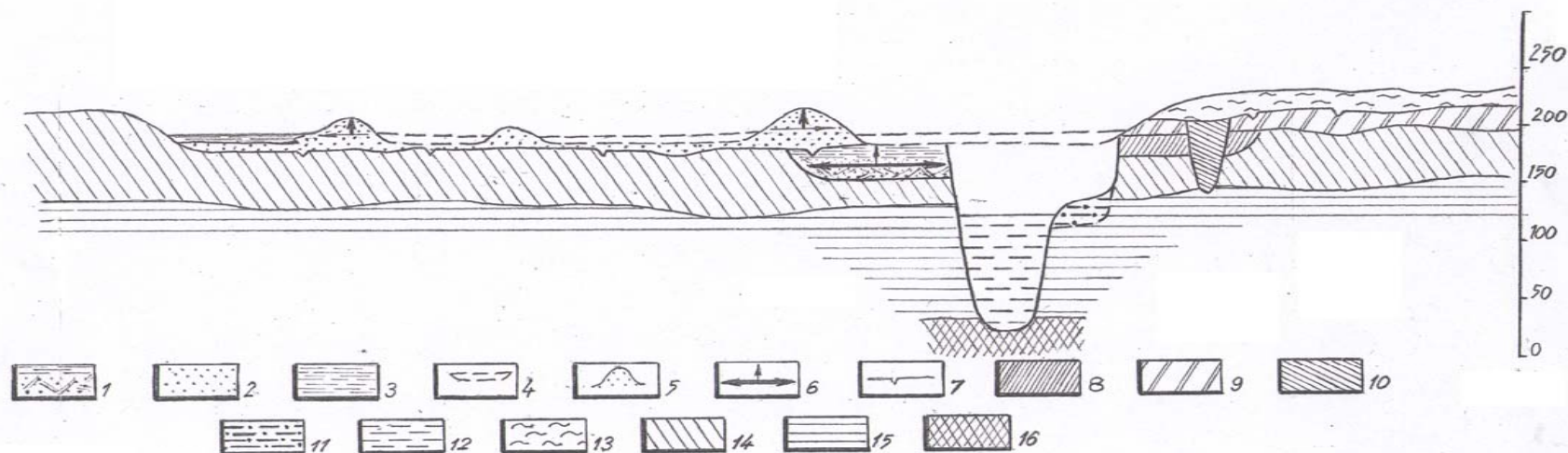


Рис. 4. Принципиальная схема динамики русловых процессов в эпоху максимального обводнения низких междуречий Западной Сибири (условная графика соответствует примерно положению профиля 4 на рис. 1)

1 – нормальный фациально расчлененный аллювий фазы перстративного развития русловых процессов в эпоху тобольского межледниковья; 2 – перигляциальный аллювий фазы констративного развития русловых процессов в эпоху самаровского оледенения; 3 – осадки застойных и полупроточных водоемов; 4 – контуры действия русла главной реки и «отпочковавшихся» от него многорукавных русел (ложбины в современном рельефе); 5 – прирусловые валы (гивы разных порядков); 6 – горизонтальное и вертикальное смещение русел (ширина линий стрелок соответствует интенсивности процесса); 7 – региональный горизонт реликтовых мерзлотных текстур. Осадки, коррелятные времени дотобольского межледниковья: 8 – кустанайской свиты; 9 – жуншилильской свиты; 10 – койбагарской свиты. Осадки, коррелятные времени послесамаровского оледенения: 11 – аллювий липовской террасы; 12 – аллювиально-озерные отложения Тургайского спиллвея; 13 – субаэральные отложения покровного комплекса. Доплиоценовый геологический субстрат равнин: 14 – континентальные отложения палеогена и миоцена; 15 – морские мел-палеогеновые осадки; 16 – триасовый вулканогенный комплекс.

Касаясь состава и строения осадков, коррелятных гривам и увалам, Е.В. Шанцер и Т.М. Микулина отмечают, что они представлены песками разной, но преимущественно тонко- и мелкозернистой фракций, чередующимися серыми слоистыми глинами и суглинками. Некоторые прослои как глин, так и песков переполнены раковинным детритом или цельными раковинами мелких пресноводных гастропод и пелициопод из рода *Pisidium*, *Limnaea*, *Planorbidae* и др. Особенности состава и строения этой толщи настолько характерны, что не могут оставить, по мнению авторов, «ни малейшего сомнения в ее озерно-аллювиальной природе. Она, несомненно, отлагалась на плоской равнине, изобиловавшей стоячими водоемами, по которой блуждали речные русла» (Шанцер, Микулина, 1967, с. 55). Картировочные работы 70-80-х годов подтвердили предполагаемую мощность этой толщи – в среднем она составляет 8-12 м, возрастая на более крупных увалах до 20-25 м.

Выход перигляциального аллювия из пределов долины Ишима на низкие междуречья – это наглядный, имеющийся в природе пример подтверждения теоретических представлений климатической геоморфологии о смене типов морфо- и литогенеза в связи с изменениями климатоландшафтной обстановки. Произошла смена перстративной фазы развития русловых процессов, сопровождавшихся формированием нормальной фациально расчлененной части аллювия, на констративную фазу. Базальная толща аллювия, представленная, как и на севере, диагональными песками и старично-пойменными фациями, как было отмечено выше, относится и здесь к тобольскому горизонту (Бобоедова, 1966 б). Возраст водных осадков, перекрывающих аллювий, не имеет палеонтологического обоснования. Но их состав и, прежде всего, залегание («заползание на междуречье») могут быть объяснены только подъемом русла реки, обусловленным направленной аккумуляцией наносов, активно поставляемых в него склоновыми процессами, в первую очередь солифлюкционными и делювиальными. Перигляциальная природа строения и залегания верхней части аллювия очевидна. Она представляет собой его перигляциальную разновидность, описанную в работах Г.И. Горецкого (1958) и других исследователей (Бутаков, 1986). Очевидна и ее принадлежность к эпохе самаровского оледенения. Принципиальная схема перестройки русловых процессов в связи с изменением климатоландшафтной обстановки в цикле «межледниковье – оледенение» показана на рис. 4.

Выход перигляциального аллювия на междуречья происходил преимущественно в их придолинной части. Однако к началу самаровского оледенения как компенсационная реакция на субширотное поднятие Тургайского плато оставалась относительно стабильной, возможно, испытала даже слабое понижение обширная субширотная полоса междуречий Тобола-Убагана, Убагана-Ишима к северу от широты оз. Кушмурун. Значительная часть этих междуречий, включая их центральные участки, подверглась обводнению разлившимися водами эпохи самаровского оледенения. Морфологическим выражением деятельности этих вод являются прекрасно

сохранившиеся в современном рельефе в виде реликтов гивно-ложбинные формы (рис. 5).

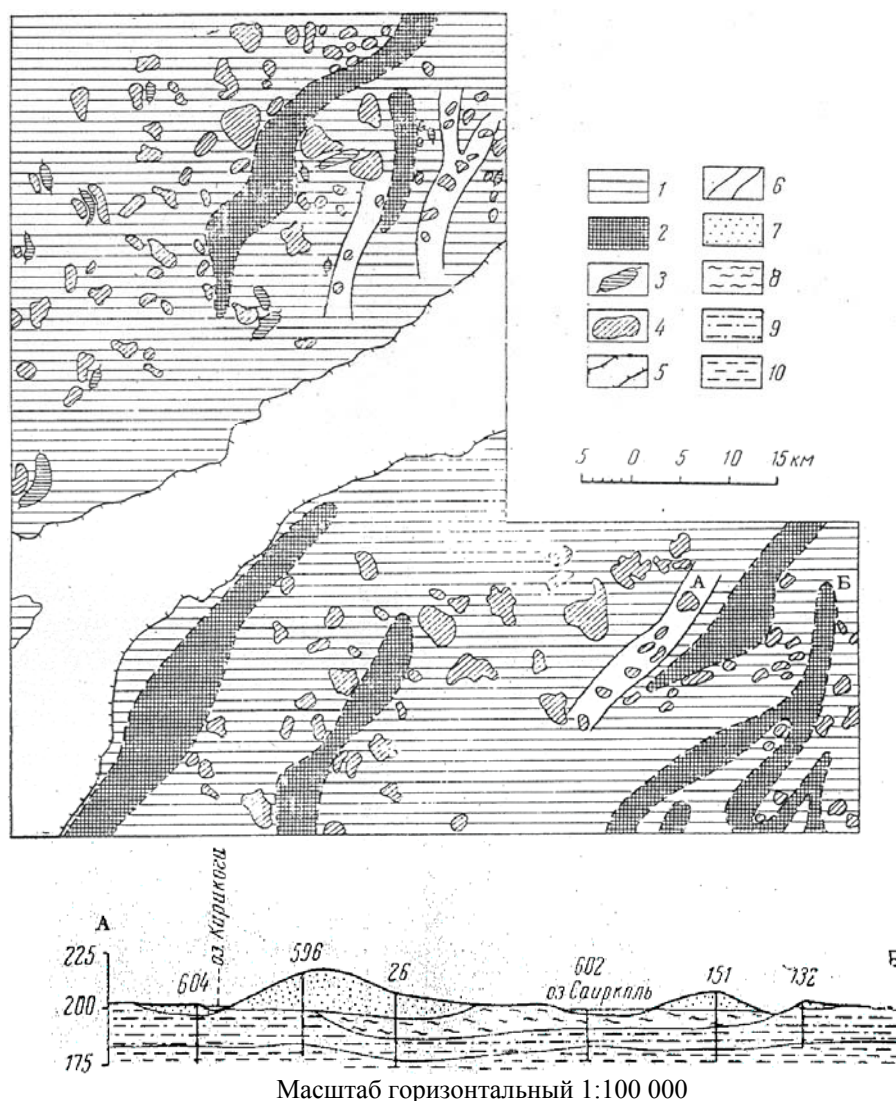


Рис. 5. Морфология и геологическое строение гивно-ложбинного рельефа Кустанайской равнины:

1 – поверхность «степного плато»; 2 – гивы и гряды; 3 – мелкие эоловые гивы; 4 – озерные котловины; 5 – долины рек Тобол и Аят; 6 – реликты русел; 7 – пески гив и гряд; континентальные отложения: 8 – миоцена; 9 – олигоцена; 10 – морские отложения палеогена

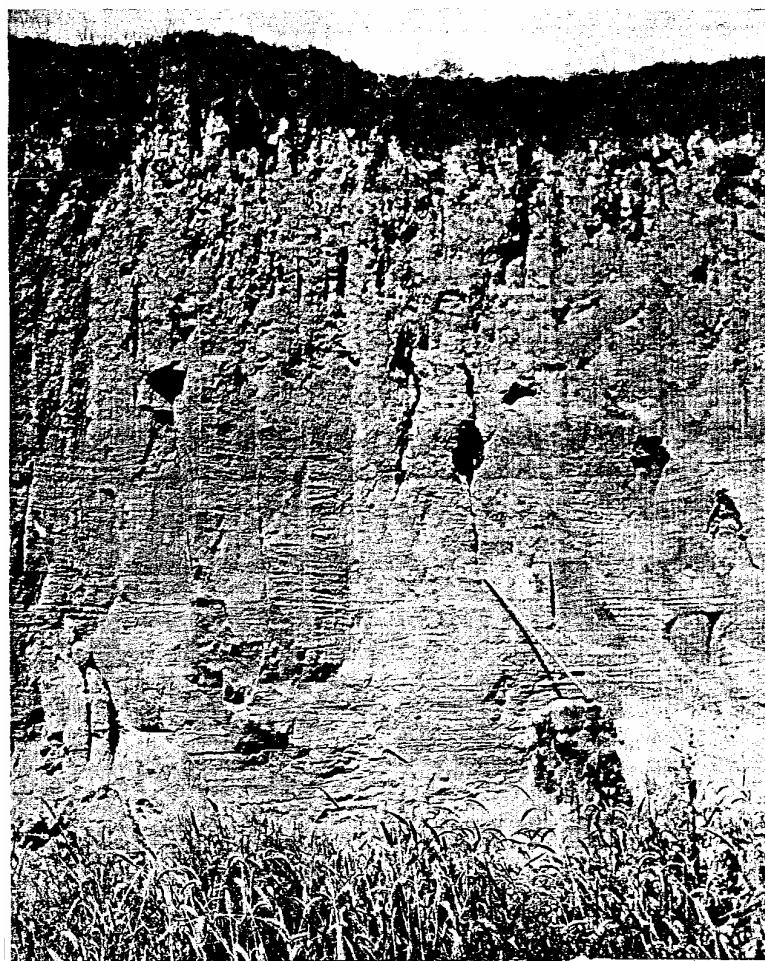
Исключительно четкую морфологическую выраженность гивно-ложбинный рельеф имеет в пределах Кустанайской равнины на Тобол-Тогузакском и Тобол-Убаганском междуречьях. Его характеристика приведена в работах Г.Е. Быкова (1938) и В.В. Лаврова (1948). Казахстанская часть Кустанайской равнины располагается на абс. отметках около 200 м. К северу, в Миасской части, она наклонена к Кондинской низине с небольшим перекосом на северо-восток, в сторону Тобольского материка (см. главу 1). В этом направлении ее абс. отметки снижаются до 150-130 м.

На Тобол-Тогузакском и Тобол-Убаганском междуречьях В.В. Лавров справедливо разделяет равнину на два морфологических типа: плоскоувалистый и гривно-котловинный. Первая отличается очень небольшими амплитудами расчленения, не превышающими в центральных частях междуречья 3-5 м и лишь изредка достигающими 7-10 м. На наш взгляд, это фрагменты равнин, преимущественно аккумулятивных, сохранившихся еще от неогенового цикла выравнивания рельефа. Как показали съемочные работы 70-80-х годов, эти равнины несут на себе покров четвертичных отложений мощностью от 1,5-3 до 5-7 м. Он представлен суглинисто-супесчаным материалом, существенно облессованным, но имеющим явные признаки накопления в субаквальной обстановке в виде тонкой, затушенной горизонтальной слоистости. Механизм образования этого покрова рассмотрен ниже.

Второй морфологический тип равнины, названный В.В. Лавровым гривно-котловинным, представляет собой аналог Ишимской равнины, описанной Т.М. Микулиной и Е.В. Шанцером. Правильнее называть ее, по существу, гривно-ложбинной. В строении ее рельефа участвует в основном перигляциальный аллювий (рис. 6), вышедший из долины Тобола, с поверхности ее высокой террасы, здесь по счету являющейся III надпойменной. Нижняя часть аллювия, как и в долине Ишима, представлена нормальными фациально расчлененными речными осадками, соответствующими по времени накопления тобольскому горизонту. Выход перигляциального аллювия на прилегающие участки междуречий в долине Тобола происходит ниже устья р. Аят. III надпойменная терраса Тобола в районе г. Рудный возвышается над руслом реки на 25-30 м. Слагающий ее перигляциальный аллювий, как и в Приишимье, является коррелятным гривно-ложбинному рельефу.

Гривы, сопровождающие ложбины, по размерности В.В. Лавров делит на три порядка: I – протяженностью до 10 км, шириной 1-1,5 км и относительной высотой над днищем ложбин 8-10 м; II – имеющие соответственно следующие показатели – 5-6 км; 0,5-0,7 км и 5-6 м и III – характеризующиеся небольшими размерами – 0,3-1,5 км по длине, 0,1-0,2 км по ширине и не превышающие по высоте 2-3 м. Гривы I порядка встречаются обычно одиночно и напоминают издали огромные пологие валы. Однако имеются участки разветвления грив I порядка на гривы II порядка, а тех, в свою очередь, на гривы III порядка (рис. 5). Добавим от себя, что это явление обычное для морфологии прирусловых валов, формирующихся на поверхности поймы (рис. 7).

А



Б



Рис. 6. Внешний облик строения перигляциального аллювия на поверхности Кустанайской равнины (А); деталь слоистости (Б)

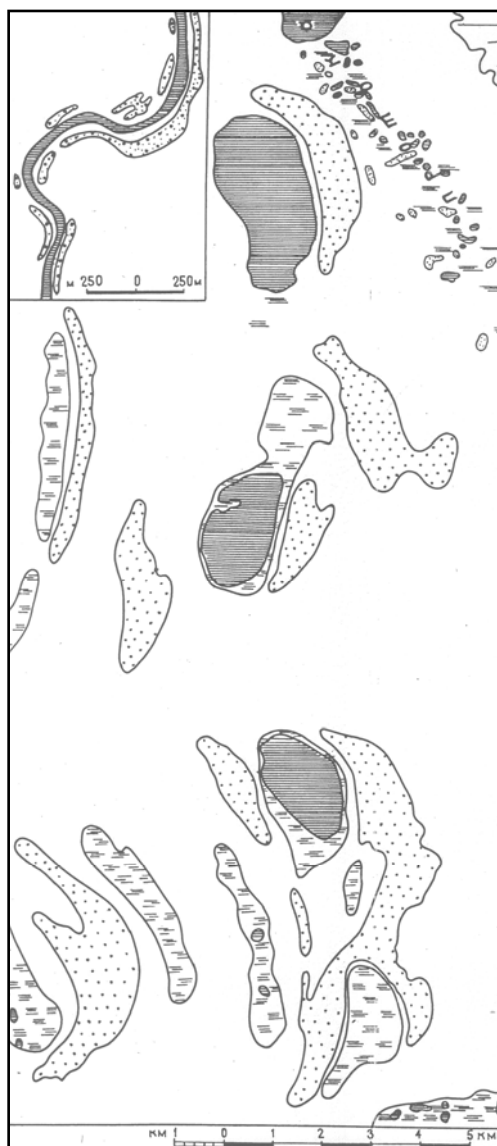


Рис. 7. Прирусловые валы вдоль современного русла р. Убаган (А) и гривный рельеф (реликты прирусловых валов) на поверхности липовской террасы Тургайской ложбины в приустьевой части р. Убаган (Б)

Генетическое единство гривно-ложбинного рельефа Кустанайской равнины с пойменно-русловым комплексом современных рек (Тобола, Убагана) или сохранившимся в виде реликта комплексом на поверхности позднеплейстоценовых террас доказывается, прежде всего, инвариантностью их составных элементов. Сопоставление морфологии составных элементов пойменно-русловых комплексов (систем), сформировавшихся в разное время (рис. 5, рис. 7 А, Б), однозначно свидетельствует не только об их морфологической, но и генетической идентичности. Отличаются они лишь своим масштабом, predetermined объемом стока.

Хорошую морфологическую выраженность в пределах Кустанайской равнины, помимо гривно-ложбинного рельефа, имеют и контуры бывших обширных застойных или полупроточных водоемов. В современном рельефе они представлены участками абсолютно плоской равнины, лишенной

любых наложенных форм микрорельефа. По нашим данным, разрезы четвертичных отложений, заполнивших эти водоемы, представлены обычно тонкозернистым терригенным материалом, имеющим тонкую горизонтальную слоистость, иногда с чертами ярко выраженной ритмичности (рис. 8). Именно в горизонтальных песках и супесях, слагающих верхнюю часть стенок Сарбайского карьера по добыче железной руды, были найдены зубы мамонта раннего типа – *Mammuthus primigenius* Blum (сборы геолога С.Н. Гайс). Они, по заключению палеонтолога Б.С. Кожамкуловой, свидетельствуют о среднеплейстоценовом возрасте осадков, вмещающих костные остатки.

Масштабы обводнения Кустанайской равнины не уступали таковым Ишимской равнины. Кроме «избытка» воды, обусловленного сменой климато-ландшафтной обстановки, эта черта стока усиливалась еще местными условиями. К ним следует отнести, прежде всего, исключительно *ровный, плоский характер рельефа*, сохранившийся в виде реликтовой черты еще с миоценового цикла. Современная, относительно большая амплитуда расчленения внутренних участков междуречий (почти до 100 м) возникла лишь в позднем плейстоцене, в основном под воздействием дефляции (Величко и др., 2007; Зыкин и др., 2008; Илларионов, 1989). Но даже сейчас сохранившиеся фрагменты поверхностей неогенового выравнивания отличаются поразительно ровным, плоским рельефом. Вспомните «столовый» рельеф, лишенный малейших неровностей, вдоль трасс Транссибирской магистрали, независимо по линии Тюмень – Омск или Курган – Омск.

Дополнительный вклад, определяющий «избыточность» стока, *был связан с мерзлотой*, сковавшей верхнюю часть геологического субстрата на несколько порядков глубже, чем современная сезонная мерзлота. Поражает сохранность и исключительная выраженность форм микрорельефа, связанных с реликтовой мерзлотой (рис. 3). В условиях очень ровного, плоского характера рельефа даже сезонно-талый слой, в котором активно развивались процессы термокарста, мог обеспечить объем воды, достаточный для затопления неглубоких, обширных депрессий, связанных между собой мелкими эмбриональными протоками (рис. 9). Именно следствием функционирования таких сезонных водоемов является, по-видимому, маломощный покров супесчано-суглинистых отложений, развитый на площади плоско-увалистой равнины.

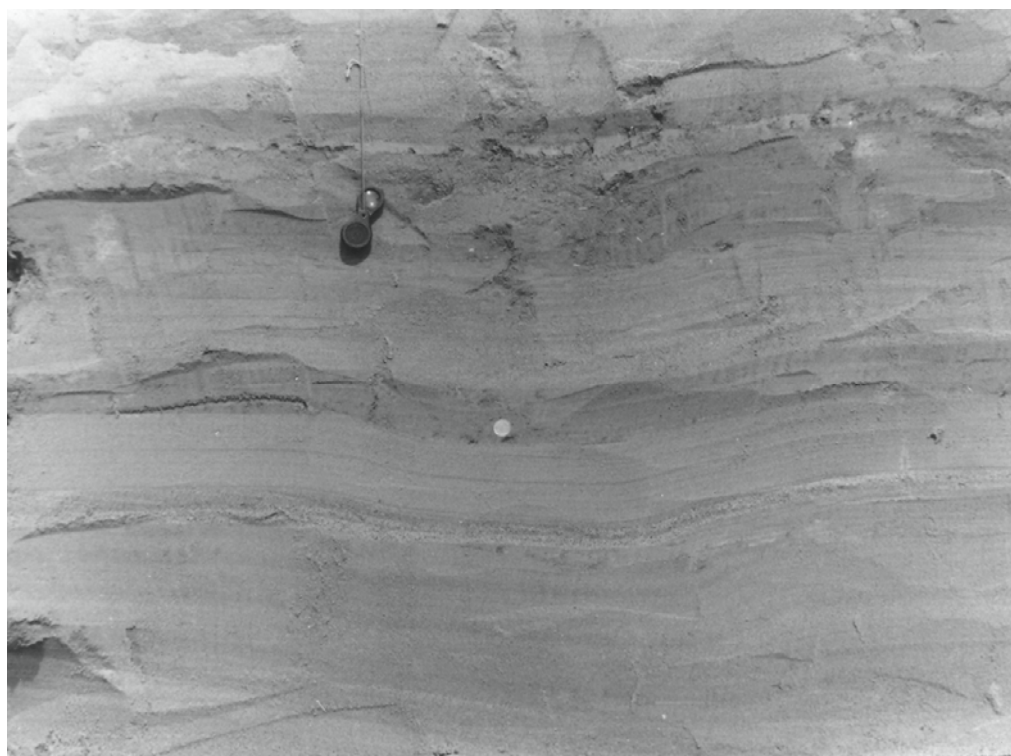
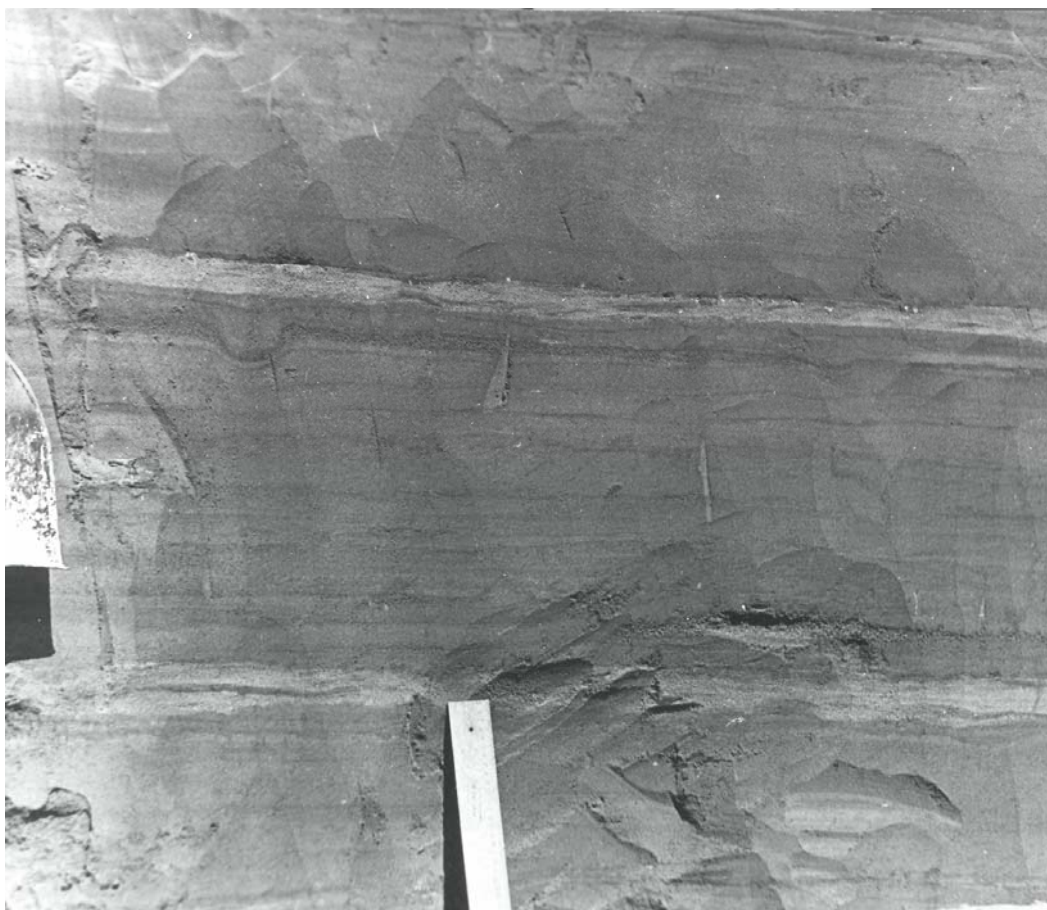
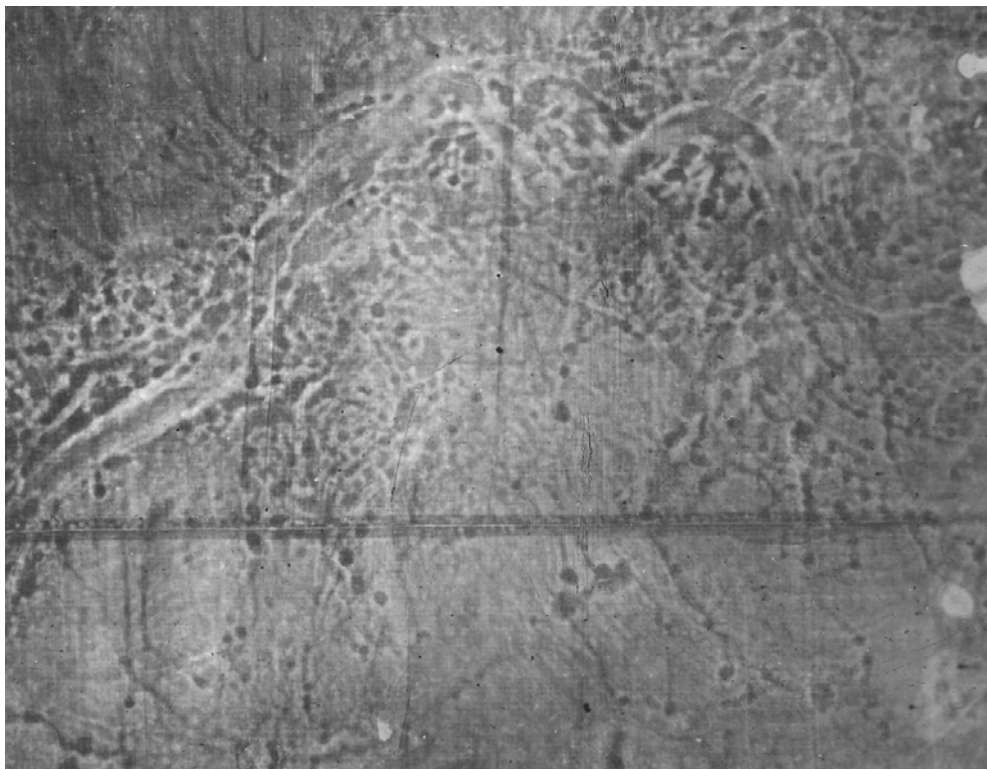


Рис. 8. Ритмичная слоистость в разрезе перигляциального аллювия Кустанайской равнины

А



Б



Рис. 9. Криогенный полигонально-блочный микрорельеф на стадии деградации «вечной» мерзлоты и формирования русел талой воды на стадии их эмбрионального (А) и зрелого (Б) развития

Следует добавить, что название «гривно-котловинная», данное В.В. Лавровым Кустанайской равнине, не совсем соответствует по содержанию

описанному гривному рельефу. Гривно-котловинный рельеф здесь действительно имеет место. Он представляет собой комплекс форм, относящихся к категории мелких, частично средних на фоне гривно-ложбинного рельефа. Это тесно связанные в пространстве котловины и окаймляющие их гривы.

Большая часть грив имеет в плане серповидную форму и окаймляет котловину со стороны ее наибольшей глубины. Подсчеты, проведенные нами по крупномасштабным (1:25 000) картам, свидетельствуют о приуроченности абсолютного большинства грив (почти 90%) к восточной и северо-восточной стороне котловин. В принципе русловые потоки смогут сформировать подобное пространственное сочетание отрицательных (плесы) и положительных (прирусловые валы) форм на излучинах русла. В подобном случае в ориентировке грив, сопряженных с вогнутыми берегами русла, не было бы столь постоянной пространственной приуроченности.

Сочетание подобных котловин и грив сильно напоминает пространственно-временной парагенез котловин выдувания и дюн, расположенных против преобладающего направления палеоветров. На возможность образования части гривно-котловинных форм за счет эоловой деятельности впервые обратил внимание А.Л. Яншин (1949), рецензировавший работу В.В. Лаврова. Последующие исследования (Илларионов, 1989, Величко и др., 2007;) лишь подтвердили эти пророческие предсказания выдающегося ученого, классика отечественной геологии. Большая часть гривно-котловинного рельефа оказалась наложенной на формы гривно-ложбинного рельефа в более позднее время, в эпоху значительной аридизации климата в конце позднего плейстоцена (Волков, 1964; Зыкин и др., 2008).

Остается пока нерешенной проблема происхождения и возраста наиболее крупных грив и увалов Кустанайской равнины, названных В.В. Лавровым «столовыми возвышенностями». На самом деле это одиночные крупные увалы, напоминающие по морфологии гривы I порядка. Протяженность их составляет 15-20 км при ширине от 1 до 5 км. Обращает на себя внимание плоский характер их гребня, возвышающегося над основным уровнем степного плато (абс. отметки 190-200 м) до 25 м. При общем относительно ровном и плоском характере «степного плато» увалы издавна действительно воспринимаются как столовые останцы. Поражают выдержанные абс. отметки их гребней – они колеблются около 225 м и нигде не превышают 230 м. Как и гривы, они сложены преимущественно песками, светло-коричневыми, в основном мелкой и средней фракции, тонкогоризонтально-слоистыми, достаточно хорошо окатанными. Встречаются пачки глин мощностью от 3-5 до 7-10 м, буровато-коричневые, как правило, карбонатные, плитчато-тонкослоистые. Залегают они чаще всего на глинах кустанайской свиты или миоцена, без заметного размыва, но с резким контактом. Во многих случаях к кровле подстилающих глин приурочен горизонт трещин усыхания или, возможно, морозобойных клиньев.

Естественные разрезы отложений увалов отсутствуют; описание их приводится по кернам скважин. Максимальная их мощность достигает 25-30 м. В XXXIV томе «Геологии СССР» они отнесены к верхнему плиоцену – нижнему плейстоцену (Бобоедова, 1979), то есть эоплейстоцену, ко второй его половине в соответствии с современной стратиграфической шкалой. Мое отношение к этому мнению всегда было критическое. Не обремененный сейчас давлением авторитета редакторов, позволю высказать здесь свою точку зрения относительно происхождения и возраста столовых возвышенностей. К сожалению, она не подтверждена результатами аналитических исследований и не обоснована палеонтологически, а основывается на данных геоморфологического анализа.

В.В. Лавров полагал, что осадки, слагающие столовые останцы и гривный рельеф, это разновозрастные, повторяющие друг друга серии отложений медленно текущих водных потоков двух генераций. Осадки столовых останцов накопились в эпоху миндельского оледенения, соответствующего, во временных рамках современной стратиграфической шкалы, шайтанскому горизонту (рис. 2), а осадки разнопорядковых грив – рисскому, современному самаровскому горизонту. Признавая литолого-фациальное сходство осадков, слагающих эти формы, сами формы он относит к разной генетической категории: столовые возвышенности он рассматривал как эрозионные останцы, сохранившиеся от более широко распространенной миндельской аккумулятивной равнины. Гривноложбинный рельеф он считал преимущественно аккумулятивным, сформированным эрозионно-аккумулятивной деятельностью водных потоков рисской, то есть самаровской эпохи. Последнее утверждение В.В. Лаврова, как следует из наших описаний, соответствует действительности. Что же представляют собой столовые останцы?

По нашему мнению, они являются самыми крупными формами аккумулятивного рельефа, сформированными деятельностью тех же среднеплейстоценовых, перигляциальных водных потоков. Это мнение основывается на следующих установленных фактах:

- миндельская речная сеть в пределах Зауральского пенеппена и на прилегающих к нему частях Миасской равнины, как было отмечено в начале работы, оставила сеть ложбин меридионального простираения (Сухоруков, 1965; Тевелев, 2009). Она не несет признаков бифуркации, характерных для водных потоков самаровской эпохи;

- в самаровскую эпоху, естественно, в контурах речных долин того же времени располагались наиболее мощные протоки в сети много рукавных ложбин. Именно вдоль них формировались самые крупные гривы. Так, система таких грив в приобровочной части правобережья долины Тобола наблюдается от пос. Сергиевский до устья Уя на протяжении почти 100 км. Поражает морфологическое единообразие этих грив. Гребни всех грив располагаются примерно на одинаковой абс. отметке – 220-225 м. По форме гривы – это типичные одиночные прирусловые валы, формирующиеся на вогнутой стороне пологих излучин. Нечто подобное можно на-

блюдать здесь – изгибы грив повторяют изгибы бровки склона долины Тобола;

- останцовый рельеф, при всей его согласованности с рисунком эрозионной сети, не мог быть представлен столь закономерными по форме, размерам и ориентировке морфологическими образованиями. Аккумулятивное происхождение крупных грив (увалов), судя по их морфологии, очевидно. Эти очевидные геоморфологические данные нуждаются, однако, в геологическом обосновании.

Сток в самаровское время на низких междуречьях Ишимской и Тобольской равнин имел рассредоточенный характер. Помимо русел главных рек, он распределялся в сети неглубоко врезуемых ложбин, представлявших собой реликты многорукавных русел «отпочковавшихся» от русла главной реки (рис. 5). Они подобны многочисленным рукавам устьевых частей современных рек субарктического пояса. Основная часть стока стекала на север. Об этом свидетельствует накопление на обширных площадях окраинных частей Тобольского материка, до абс. отметок 110-115 м, мощной (до 20 м) толщи среднелейстоценовых аллювиально-озерных отложений.

Тем не менее, сброс талых вод из Иртышского бассейна в Аральский в самаровскую эпоху допускается с большой долей вероятности. Однако к выработке сквозной Тургайской ложбины, как полагали многие исследователи (Архипов, 1965; Волков и др., 1965; Сигов, 1958), на наш взгляд, этот сток не имел никакого отношения.

Для понимания сценария сброса немало значит тот факт, что к началу самаровского времени в контурах Тургайского порога были созданы благоприятные предпосылки для его реализации. Здесь, на уровне днища Сапсынагашской ложбины, имеется хорошо выраженный уровень среднелейстоценового педиплена. В контурах внутриложбинного водораздела его абс. отметки составляют 180-200 м; они соответствуют отметкам высокой террасы Тобола и уровню функционирования самаровских многорукавных ложбин. Сопряжение в единый геоморфологический уровень этих пространственно связанных элементов рельефа – установленный геоморфологический факт. Только днище какого-то водотока, существовавшего в контурах современного внутриложбинного водораздела, могло дать толчок началу формирования упомянутого уровня педиплена. Этим водотоком могли быть впоследствии уничтоженный приток Сапсынагашской ложбины или истоки среднелейстоценового Убагана или одного из притоков Тургая. Процессы педипленизации, приуроченные к днищу этого водотока, могли сформировать проход (или «коридор») через Тургайский порог, служивший местом концентрации и возможного сброса вод Иртышского бассейна на юг.

Если и предположить сброс «избыточного» стока через Тургайский порог из Западной Сибири в Приаралье, то это событие произошло задолго до образования современного дна Тургайской ложбины, не говоря уже о ее погребенном тальвеге. Этот сброс, если он имел место, происходил на вы-

соких абс. отметках при близком высотном положении базисов эрозии смежных бассейнов и, по-видимому, в течение весьма непродолжительного времени.

Предположение о возможном «поступлении вод извне» находит некоторое косвенное подтверждение в восточной части Южного Тургая и Северного Приаралья, южнее Тургайского порога. Речь идет, прежде всего, о толще четвертичных отложений средней мощностью 20-25 м, максимальной – до 40 м. Эта толща была выделена в свое время в катпаганскую свиту (Бондарева и др., 1957) и рассматривалась как литолого-фациальная разновидность осадков жуншилильской свиты. Возраст осадков обеих свит, без палеонтологического обоснования, был принят за нижний плиоцен из-за неправильного определения их стратиграфического положения. Полагали, что они подстилают осадки средне-верхнеплиоценовой кустанайской свиты. Последующие работы (Бобоедова, 1971, 1979), однако, вскрыли обратную картину – аллювий кустанайской свиты, наоборот, перекрывается аллювиально-озерными отложениями жуншилильской свиты.

Разрез осадков катпаганской свиты, как правило, имеет двучленное строение. Сверху залегают буровато-коричневые пылеватые тонкозернистые карбонатные пески и алевроиты мощностью от 3,5-7 до 10-12 м, с линзами среднезернистого песка, обогащенного на контакте с подстилающей толщей фракций крупного песка и мелкого гравия. В нижней толще, залегающей с размывом на отложениях верхнего олигоцена и миоцена, в прослоях терригенного материала встречаются прослой (2-3 м) зеленовато-серых комковатых глин. Мощность нижней пачки колеблется от 10-12 до 20 м.

Поражает сходство состава и строения отложений катпаганской свиты с перигляциальным аллювием самаровской эпохи, описанным на Кустанайской равнине (рис. 10).

Напрашивается вывод о генетическом и возрастном единстве этих осадков, хотя этот вывод, естественно, нуждается в геологическом обосновании. Условно мы относим осадки катпаганской свиты к самаровскому горизонту. Это предположение косвенно подкрепляется залеганием отложений самаровского горизонта в пределах рассматриваемых орографических единиц на близких абс. отметках – от 180 до 230 м. Залегающие на более высоких абс. отметках осадки катпаганской свиты (вплоть до 260 м), о чем писали Т.Б. Бондырева и В.И. Самодуров (1957), по нашим наблюдениям, имеют другой генезис, возможно, и другой возраст.

Осадки катпаганской свиты, развитые на абс. отметках 180-230 м, принимают участие в строении увалисто (гривно)-ложбинного рельефа равнин восточной части Южного Тургая и Северного Приаралья. Однако по своей морфологии он существенно отличается от подобного рельефа Кустанайской равнины. Увалы (гривы) в описываемом районе, прежде всего, прямолинейные и более крупные. Протяженность их составляет 25-30 км, ширина 1-3 км. Ложбины, разделяющие увалы, вложены в относительно плоскую поверхность увалов на глубину от 10 до 25-30 м. Ориентиров-

ка этих сопряженных между собой положительных и отрицательных форм рельефа характеризуется высокой степенью согласованности. Однако в разных частях описываемых равнин они имеют разную направленность. К примеру, с внутренней стороны «дуги» р. Улы-Жиланшик они строго меридиональны, а с внешней – их ориентировка меняется на северо-северо-восточную.

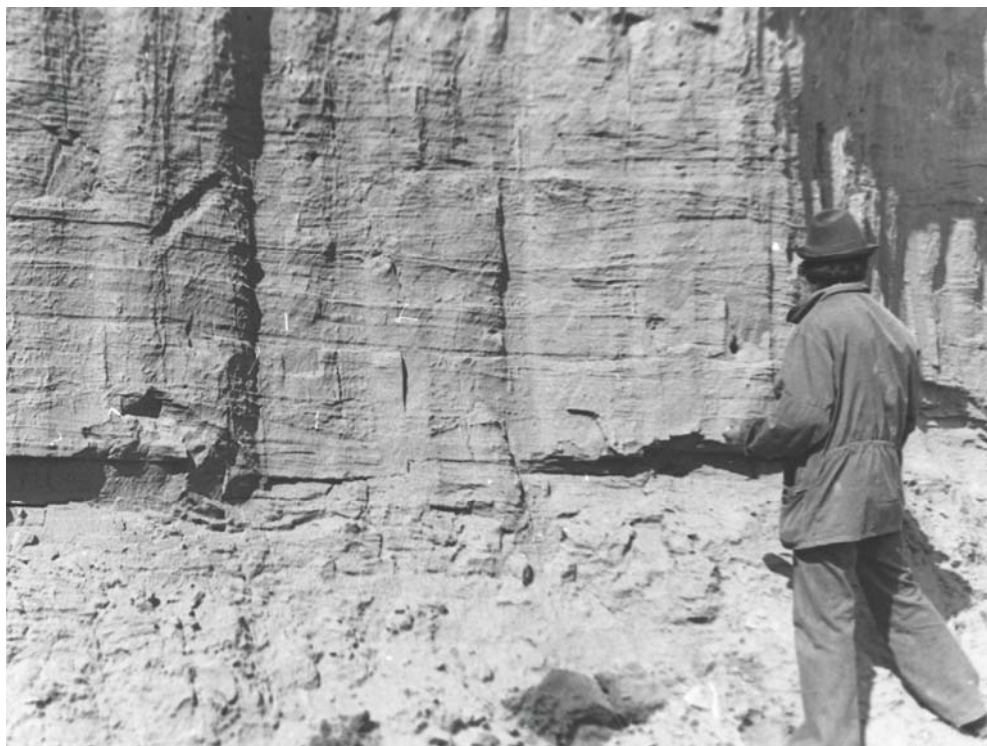


Рис. 10. Внешний вид строения осадков катпаганской свиты

Описываемый увалисто-ложбинный рельеф сформировался, скорее всего, за счет дефляционной моделировки аккумулятивной равнины, сложенной отложениями «катпаганской» свиты. Нижняя часть ее разреза имеет, несомненно, субаквальное происхождение. Эти горизонтально-слоистые алевриты и пески, с редкими прослоями глин, выполняют отдельные депрессии восточной части Южного Тургай и Северного Приуралья. Область осадконакопления этих районов была отделена от западной меридиональным поднятием, составной частью которого в Южном Тургае была Акшийская антиклиналь (Илларионов, 1971). Последняя ограничивала растекание «вод, привнесенных извне», если таковые имели место, по всей территории равнин Южного Тургай и Северного Приаралья. «Избыточные» воды сосредоточивались в восточной части этих районов. Объем привнесенных вод мог пополняться, естественно, за счет стока многочисленных, ныне обезглавленных рек (Калмыккырган, Байконыр, Актас и десятки других), стекавших с западного склона гор Улу-Тау. Однако основная доля избыточной воды обеспечивалась, очевидно, стоком из Иртышского бассейна. Такое предположение согласуется с близкими абс. от-

метками Кустанайской равнины и восточной части Южного Тургая. И главное, они несут на себе толщу субаквальных осадков, исключительно схожих по составу и строению. Эти данные не противоречат допущению стока вод Иртышского бассейна через Тургайский порог в бассейн Арала.

Однако этот сброс был, по-видимому, кратковременным и при одинаковом положении базисов эрозии смежных бассейнов не сопровождался образованием глубоковрезанных ложбин стока типа спиллвеев.

Есть еще один, хотя и не бесспорный, факт возможного сброса вод на юг. На материалах космической съемки дешифрируется одна широкая (50-70 км) меридиональная полоса, разрывающая блоки с разноориентированными формами эолового рельефа. Эта полоса, расчленяющая чинки Челкар-Нуры, тянется от оконечности западного «крыла» Улы-Жиланшикской «дуги» на юг, через все Северное Приаралье, к низовьям Сыр-Дарьи. Возможно, именно самую южную часть этой полосы А.Л. Яншин принял за поле деятельности древнего русла р. Тургай, впадавшей, по его мнению, в р. Сыр-Дарью выше Казалинска (1953).

Сток, следы которого дешифрируются на космоснимках, охватывал только часть водосбора бассейна современного Тургая. Его нижнее течение, к западу от Акшийской антиклинали, принадлежало в то время бассейну другой реки. Назовем ее условно рекой *Челкар*. От нее в настоящее время сохранилась только ее долина в виде мертвой ложбины. Водосбор пра-Челкара был крупнейшим в западной части Южного Тургая и Северного Приаралья (рис. 15).

Основная часть этой речной системы была представлена: широтным отрезком истоков р. Иргиз; ее меридиональным продолжением до устья р. Шет-Иргиз; далее к югу, вплоть до залива Тушибас Аральского моря – пра-Челкаром. В эту же систему входило большое количество малых рек, ныне «обезглавленных», стекавших с восточного склона Мугоджар. Левобережный водосбор пра-Челкара был ограничен бассейном р. Улькай и бассейном небольшой реки, назовем ее условно *Акшаганак*, соответствующей нижнему течению современного Тургая.

Возможно, в водосбор пра-Челкара входила юго-западная часть Сапынагашской ложбины, дно которой по высотным отметкам и рисунку имеет здесь тесную связь с поверхностью IV террасы меридионального отрезка р. Иргиз. Древнее дно Сапынагашской ложбины на месте сопряжения с долиной Иргиза сохранило местами явные следы плейстоценового морозобойного растрескивания и фрагменты отдельных излучин блуждающих русел (рис. 11). Современный рисунок речной сети всего описываемого района сформировался лишь в позднем плейстоцене и отражает резко дифференцированный характер новейших тектонических движений того времени.

Мертвая ложбина, представляющая собой высохшую долину пра-Челкар, выполнена аллювиальными отложениями (al Q₁₋₁₁). Возраст аллювия соответствует тобольскому и самаровскому горизонтам (Геологическая карта..., 1965). Древние реки вместе с оставленными или сохранив-

шимися следами своей деятельности в виде хорошо оформленных долин (Сапсынагашская ложбина → долина р. Иргиз → Челкарская ложбина) укладываются в единую, тесно связанную в пространстве, морфологически выраженную эрозионную систему. Эта система невольно наталкивает на мысль о возможном существовании по ней второй трассы стока вод Иртышского бассейна в Аральское море. Однако это предположение, основанное только на единстве морфологической системы, носит открытый характер и нуждается в дальнейшем изучении.



Рис. 11. Следы блуждающих русел на дне Сапсынагашской ложбины в районе ее сопряжения с IV надпойменной террасой р. Иргиз

Подводя итог анализу становления и функционирования дренажной системы Арало-Иртышского региона в тобольско-самаровском цикле, следует отметить следующее:

- гидросеть этого времени, как и в предшествующие циклы, разделенная Тургайским порогом, принадлежит двум бассейнам – Арктическому и Аральскому;
- в самаровскую эпоху, во время максимального обводнения Кустанайской и Ишимской равнин, областью концентрации стока рек Иртышского бассейна была акватория Сузгунского озера, ограниченного контурами продолин тобольского времени. Данные о стоке вод этого озера ос-

таются неопределенными в связи с нерешенностью вопросов стратиграфической увязки осадков и последовательности палеогеографических событий ледниковой и внеледниковой (перигляциальной) областей;

- не исключается сброс воды в эпоху максимального обводнения Кустанайской и Ишимской равнин, через Тургайский порог из Иртышского бассейна в бассейн Арала. Этот сброс происходил в эпоху самаровского оледенения на высоких абс. отметках при близком высотном положении базисов эрозии смежных бассейнов и не сопровождался образованием ложбин стока типа спиллвеев. Предполагаемые рассредоточенные следы этого стока ниже Тургайского порога сохранились в восточной части Южного Тургая и Северного Приаралья.

Ширтинско-тазовский цикл. Осадки и формы рельефа, оставленные этим циклом, имеют весьма неоднозначное толкование как в ледниковой, так и во внеледниковой зоне Западной Сибири. Впрочем, трактовка событий этого времени столь же противоречива на востоке Русской равнины. Здесь речь идет об одинцовско-московском цикле, аналоге ширтинско-тазовского цикла Западной Сибири. Чего стоят, к примеру, споры Г.И. Горещкого, одного из лучших знатоков строения речных долин Волжского бассейна, со своими оппонентами относительно возраста III террасы р. Камы.

Столь же неопределенно положение III террасы р.р. Оби и Иртыша на широтном отрезке течения, перед непосредственным их сочленением с Тургайской ложбиной. В начале широтного участка течения, в приустьевой части долины р. Вах и ниже, III терраса р. Оби, по отношению к IV террасе, имеет вложенный характер строения (Земцов, 1975). Поскольку осадки террас имеют однотипное строение, определить их принадлежность к IV террасе (тобольско-самаровскому циклу) или III террасе (ширтинско-тазовскому циклу) по данным редкой сети буровых скважин практически невозможно. Видимо, правы исследователи (Мартынов и др., 1979), которые считали, что «во второй половине среднеледниковой эпохи, в ширтинский межледниковый век вновь слабо оживляется речная деятельность», и в долинах, более широких, чем в тобольское время, «на более высоком базисном уровне ширтинский аллювий настился поверх самаровских...отложений. Последующее накопление озерных, озерно-аллювиальных, озерно-болотных и субэральных отложений тазовского холодного века нивелировал рельеф долин с водоразделами» (Мартынов и др., 1979, с. 180). Эта сnivelированная единая ступень, судя по многочисленным, но не всегда с очевидностью сопоставимым описаниям, включает аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки высоких террас Оби и Иртыша.

Отметки поверхности этой ступени вдоль правобережья Иртыша на широтном отрезке составляют 90-110 м. Эта поверхность с аналогичными абс. отметками прослеживается и по левобережью. Она прислоняется здесь к широтному уступу Ишимской равнины, отличаясь от поверхности последней по хорошо выраженному морфологическому признаку. Ишимская

равнина с абс. отметками 130 м и более изобилует котловинами тысяч относительно крупных озер. Прислоняющаяся к ней ступень, соответствующая уровню Тобольского материка, абсолютно плоская и практически лишена озерных котловин, если не считать мелкие, неглубоко врезаемые депрессии «степных блюдец».

Это морфологическое отличие разновысотных равнин, хорошо читаемое даже на мелкомасштабных картах, является дополнительным свидетельством их неоднородной сущности и по происхождению, и по возрасту. Это подтверждается и геологическими данными. Судя по каталогу скважин, пробуренных на территории Тюменской области (Астапов, 1980), эрозионно-аккумулятивное происхождение Ишимской равнины выступает со всей очевидностью. По данным 64 скважин, пробуренных на поверхности Ишимской равнины, мощности четвертичных отложений колеблются от 0 до 24 м, медианное значение 4 м. Притом наблюдается четко выраженная закономерность – небольшие мощности (до 5 м) четвертичных осадков приурочены к контурам развития неогеновых отложений, сохранившихся от эрозионного размыва среднеплейстоценовых потоков. По генезису эти незначительные по мощности осадки представляют, очевидно, аналоги субаквальной толщи, развитой на поверхности степного плато Кустанайской равнины. Повышенные мощности четвертичных осадков (6-10 м), редко до 12-15 м, также лежат на неогеновых отложениях и являются, по-видимому, гривами, о которых писали Т.М. Микулина и Е.В. Шанцер.

Совершенно иной характер геологического строения имеет уровень Тобольского материка. По тому же каталогу мощность четвертичных отложений Тобольского материка, по данным 16 скважин, колеблется от 7-10 до 15-20 м, максимальная – 25-30 м. Медианное значение мощности осадков составляет 15 м. Таким образом, уровень Тобольского материка вдоль широтного отрезка долины Иртыша, на абс. отметках 90-110 м, является полностью аккумулятивным. Сузгунское подпрудное озеро, сформировавшееся в его контурах, как отмечалось выше, стало основным приемником стока рек, стекавших с юга не только в первой половине среднего плейстоцена, тобольско-самаровскую эпоху, но и во второй половине – в ширтинско-тазовское время.

Синхронные по времени отложения, соответствующие этому длительному периоду осадконакопления, в описываемом районе и южнее, относятся к комплексу водораздельных. Они не принимают участия в строении разрезов четвертичных отложений, выполняющих Тургайскую ложбину. Однако в районе сочленения долины Иртыша с Тургайской ложбиной, на его широтном отрезке четко картируется поверхность террасы, прислоненной к уступу Тобольского материка. Высота этого уступа достигает 25-30 м. Примечательно, что этот уступ имеет региональное развитие. Его четкое морфологическое обособление, по-видимому, в значительной степени обязано глобальной активизации новейших движений на рубеже среднего и позднего плейстоцена. Исследователи еще 30-х годов прошлого

века (Г.Е. Быков, Н.Г. Кассин и др.) обозначали этот уступ как «склон предвюрмского врезания». Именно пространственное положение этого склона, его морфологические и морфометрические характеристики определяют внешний облик современных, хорошо картируемых речных долин.

Терраса, прислоняющаяся к этому уступу, на широтных участках долин Оби и Иртыша, в зоне их сочленения с северной частью Тургайской ложбины (современная долина р. Тобол и ниже ее устья – меридиональный участок низовья р. Иртыш), считается III надпойменной террасой этих рек. Абсолютные отметки этой террасы снижаются на север – на широтном отрезке Иртыша, по ее левобережью они составляют 70-75 м, максимум до 80 м. На широтном отрезке Оби поверхность террасы снижается до абс. отметок 60-65 м. Относительная высота террасы, наоборот, возрастает вниз по течению рек. В упомянутых местах указанных долин они соответственно составляют 16-20 и 25-30 м. Уменьшение относительной высоты террасы вверх по долинам рек отмечают все исследователи, и многие переводят ее поверхность в ранг II надпойменной террасы (Арсланов и др., 2009; Волкова и др., 1982; Кривоногов, 1982).

Описание этой террасы под названием липовской и детальная характеристика осадков, ее слагающих, в долине Тобола у с. Липовка даны в работе Ф.А. Каплянской и В.Д. Тарноградского (1967). Они относили осадки липовской террасы к ширтинско-тазовскому времени. К настоящему времени доказан, в том числе и серией радиоуглеродных датировок, более молодой каргинско-сартанский возраст осадков, слагающих верхнюю часть разреза липовской террасы (Арсланов и др., 2009).

Как будет показано ниже, формирование липовской террасы охватывает, видимо, время всего зырянского надгоризонта, включая его первую половину (эпохи казанцевского межледникового и ермаковского оледенения) и вторую, соответствующую значительной части каргинского межледникового (или межстадиала?).

Впредь III террасу Иртыша и Тобола, переходящую вверх по течению рек во II, мы будем именовать *липовской*. Ее формирование связано с *позднеплейстоценовым тектоно-климатическим циклом*. У с. Липовка абс. отметки поверхности террасы составляют 70-75 м, относительные высоты над руслом реки колеблются от 12-14 до 20 м (Каплянская, Тарноградский, 1967).

Терраса является аккумулятивной – слагающие ее отложения уходят под урез воды. На высоте около 3 м над рекой вскрываются верхние горизонты погребенной аллювиальной свиты, основная часть разреза которой находится ниже уровня реки. Верхняя часть разреза мощностью около 12 м, по мнению авторов, сложена озерно-аллювиальными отложениями перигляциальной формации. Между нижней и верхней частью разреза находится пограничный слой, представленный одним или несколькими гумусированными слоями (почвами), разделенными водными осадками. Мощность этого переходного слоя в обнажении у с. Липовка составляет почти 4 м. Как отмечают авторы, «с этой пограничной пачкой всегда связаны мерз-

лотные нарушения в виде различных криотурбаций; последние присутствуют и в вышележащей толще озерно-аллювиальных осадков» (Каплянская, Тарноградский, 1967, с. 110).

Возраст осадков, слагающих переходную пачку, установлен серией радиоуглеродных датировок. Последнее датирование, сделанное усовершенствованным C_{14} - методом (Арсланов и др., 2009) по четырем образцам (три по древесине и один по растительному детриту), показало время от $31\,760 \pm 230$ до $32\,770 \pm 240$ лет. Такой же возраст, соответственно имеют костные остатки – *Bison priscus* Boj, *Coelodonta antiquitatis* (Blum), *Equus caballus* supsp (крупная форма), найденные в переходной пачке и принадлежащие, по заключению Э.А. Вангенгейм, млекопитающим второй половины плейстоцена.

Датировки соответствуют концу каргинского межледникового. Однако, как известно, статус каргинского времени до сих пор не установлен. Есть сомнения по поводу отнесения его к межледниковью (Лаухин и др., 2006). Сомневающиеся склонны рассматривать его как межстадиал между раннезырянским (ермаковским) и позднезырянским (сартанским) оледенениями.

Несмотря на сложность палеоклиматической структуры каргинского времени, исследователи Западной Сибири склонны рассматривать его как межледниковье (Волкова и др., 2003) с тремя потеплениями и двумя похолоданиями: шурышкарское потепление (50-44 тыс. лет назад (т.л.н.), кирьяское похолодание (43-42 т.л.н.), золотомысское потепление (41-35 т.л.н.), лохподгорское похолодание (34-30 т.л.н.) и верхнелобановское потепление (29-24 т.л.н.). На фоне этих климатических флуктуаций накопление осадков переходной толщи липовской террасы соответствует, очевидно, последнему потеплению. Оно предшествовало накоплению озерно-аллювиальных осадков, формирующих поверхность липовской террасы. Накопление их соответствует времени последнего, сартанского оледенения Западной Сибири.

Состав, строение и мощность осадков, слагающих нижнюю часть разреза террасы у Липовки, неизвестны. Представление о мощности осадков липовской террасы на широтном отрезке левобережья Иртыша, в устьевой части рек Вагая и Ишима, можно составить по тому же каталогу скважин, данные по которому мы приводили выше (Астапов, 1980). Осадки террасы вскрыты здесь 45 скважинами. Они имеют мощность от 10 до 36 м. Медианное значение мощности составляет 18 м. Максимальные мощности аллювия, вскрытые скважинами (25-36 м), свидетельствуют, что погребенная часть аллювия, относительно уреза воды у Липовки, составляет не менее 12-15 м. Чем же представлена эта часть разреза? Об этом можно косвенно судить по строению аналога липовской террасы на Оби, на широтном участке ее левобережья, в 15 км выше дер. Покур. Эта терраса описана под названием кирьяской, и возраст слагающих ее осадков был определен серией радиоуглеродных датировок (Архипов, Паныхева, 1980).

Абсолютная высота кирьяской террасы колеблется от 60 до 65 м, а относительная высота, естественно, несколько выше (27-30 м) высоты соответствующей террасы на широтном отрезке Иртыша. С.А. Архипов и В.А. Панычев, давшие название террасе, делят разрез слагающих ее осадков на три части.

Верхнюю часть разреза (2,5-5 м), представленную песчано-пылеватыми суглинками, они относили к уртамским слоям и рассматривали их как осадки позднеплейстоценового (сартанского) подпрудного водоема. В липовской террасе, на наш взгляд, этой части разреза соответствует озерно-аллювиальная толща (перигляциальный аллювий), формирующая ее поверхность. На Оби уртамские слои подстилаются пачкой алевроитов и глин мощностью 5-8 м, в кровле которой фиксируется погребенная почва, местами линзы торфяника. И почва, и торф нарушены криогенными текстурами, принадлежащими одному горизонту. В разрезе кирьяской террасы он является первым от дневной поверхности, и для краткости последующего изложения мы назовем его верхним. Возраст торфа, венчающий пачку алевроитов и глин, по радиоуглеродной датировке составляет $27\,540 \pm 330$ т.л.н. Прослой торфа имеются также в пачке алевроитов и глин; они продатированы тем же методом и имеют возраст от $29\,980 \pm 360$ до $36\,300 \pm 870$ т.л.н.

Пачка алевроитов и глин залегает на весьма специфических осадках – на белесых, тонкоотмученных алевроитах мощностью 1-1,5 м. Их образование соответствует событию достаточно широкого регионального, возможно, даже глобального проявления. Во многих местах алевроиты залегают на линзах торфа, сильно нарушенного древними криогенными текстурами – следами деятельности ледяных клиньев по полигонам бывшего морозобойного растрескивания геологического субстрата. Псевдоморфозы, сформировавшиеся впоследствии, повторяют форму ледяных клиньев. Их ширина достигает 3 м, а глубина вклинения в подстилающую толщу составляет 5-6 м. На стенках обнажений они встречаются через 25-30 м (Архипов, 1980), указывая, на наш взгляд, на размеры преобладающей части мерзлотных полигонов в поперечнике.

Мощный горизонт описываемых криогенных текстур (для кирьяской террасы назовем его нижним), а также лежащий над ним слой белесых алевроитов свидетельствуют, по-видимому, о суровых перигляциальных условиях эпохи их образования. Они являются достаточно надежным маркером для корреляции синхронных событий в днищах речных долин и на прилегающих междуречьях. В связи с этим стоит напомнить о мощном горизонте мерзлотных текстур, приуроченном к контакту покровной толщи Тобольского материка с подстилающими породами.

Погребенная почва и торф, сильно деформированные текстурами нижнего криогенного горизонта, лежат на толще (мощностью от 3 до 8 м) тонкослоистых (ленточноподобных) глин и алевроитов, которая, в свою очередь, залегает на нормальном, фациально расчлененном аллювии. Торф, деформированный текстурами нижнего криогенного горизонта,

толща алевроитов и ленточноподобных глин имеют датировку возраста, полученную методами абсолютной геохронологии. Возраст торфа (44,5-44,7 т.л.н.) оказался за пределами радиоуглеродного метода, и возраст толщи алевроитов и ленточноподобных глин, лежащих на высоте 12 м над урезом воды, по термолюминесцентному методу составляет 120 ± 16 тыс. лет. Из толщи нормального фациально расчлененного аллювия исходят костные остатки млекопитающих верхнепалеолитического (мамонтового) комплекса – позднего мамонта, шерстистого носорога, оленя, лошади, бизона.

Повторная датировка отложений, слагающих кирьяскую террасу, усовершенствованным радиоуглеродным методом была выполнена другим коллективом исследователей (Лаухин и др., 2006). Она дала следующие результаты: почвы под верхним криогенным горизонтом – $27\,800 \pm 210$ т.л.н.; нижележащая толща глин и алевроитов с линзами торфа охарактеризована тремя датами – $31\,880 \pm 290$ т.л.н. с глубины 5 м; $32\,600 \pm 200$ т.л.н. с глубины 6,1 м; $46\,350 \pm 1590$ т.л.н. с глубины 9,95 м. Почва под нижним криогенным горизонтом, на глубине 11,95 м имеет возраст $\geq 60\,700$ т.л.н. Эта почва оказалась явно древнее каргинского горизонта.

Охарактеризованный датами разрез кирьяской террасы охватывает почти все каргинское время (50-24 т.л.н.). Палиноспектры, полученные из отложений террасы, вскрывают ту структуру флуктуаций климата, которую мы упомянули выше. Однако, как указывают авторы, показатели изменения температур во время потеплений (шурышкарского, золотомысского и верхнелобановского) не достигали современных параметров. Авторы сомневаются в межледниковом характере каргинского времени и считают, что «для рассматриваемой части Сибири каргинское время имеет статус межстадиала» (Лаухин и др., 2006, с. 543).

Для проблемы происхождения Тургайской ложбины важно другое – формирование липовской террасы на Иртыше и в долине Тобола, наследующей здесь северную часть Тургайской ложбины, началось в раннезырянское время. В разрезах кирьяской террасы, аналоге липовской, нормальный, фациально расчлененный аллювий и перекрывающие его осадки пойменно-старичной фации с датой 120 ± 16 т.л.н. и венчающие их торфы, судя по возрасту, относятся к казанцевскому горизонту. Нижний горизонт реликтовых криогенных текстур и лежащая над ними пачка белесых алевроитов, по-видимому, фиксирует длительный перерыв осадконакопления, соответствующий эпохе ермаковского оледенения.

К сожалению, недостаточная степень геологической изученности не позволяет проследить строение липовской террасы вверх по Тоболу. М.Е. Городецкая проследила ее геоморфологические параметры от широтного отрезка Иртыша вверх по Тоболу и далее на юг по ложбине до ее слияния с долиной р. Тургай (1970). По ее данным, абс. отметки террасы, составляющие на широтном отрезке Иртыша 70-75 м, вдоль ложбины медленно поднимаются на юг и в контурах внутриложбинного водораздела они достигают уровня современного дна ложбины – отметок 125-128 м. III террасу, по нашему – липовскую, она считает единственной сквозной, соеди-

няющей равнины Западной Сибири и Южного Тургая. К сожалению, геоморфологические параметры, в отрыве от геологических данных, малоинформативны для восстановления последовательности палеогеографических событий. В полной мере нельзя привлечь для этих целей строение террас притоков Тобола, лучше изученных, но формировавшихся в других структурно-фациальных зонах, чем сама Тургайская ложбина.

Необходимо отметить ряд особенностей распространения липовской террасы в пределах более южных участков Тургайской ложбины. В ее казахстанской части она сохранилась лишь фрагментами. До внутриложбинного водораздела ее поверхность лучше представлена вдоль восточного склона ложбины. До устья р. Теректы абс. высоты ее поверхности поднимаются от 110-112 м до 120 м. Еще южнее, в пределах внутриложбинного водораздела, она теряет морфологическую выраженность, как бы сливаясь на абс. отметках 125-130 м с современным дном Тургайской ложбины. На современном уровне изученности осадков, выполняющих переуглубление Тургайской ложбины, это явление не находит однозначного толкования. Если считать реальным слияние поверхности липовской террасы с современным дном Тургайской ложбины, то становится очевидным синхронное накопление ее отложений и осадков, перекрывающих древний тальвег ложбины. Тогда остается непонятным наличие редких, локальных террасовых площадок в виде «плечиков», перекрытых аллювиальными отложениями мощностью до 30 м. Именно эти «плечики» соответствуют, по видимому, липовской террасе, сильно размытой в контурах внутриложбинного водораздела эрозией, сформировавшей древний тальвег ложбины.

Это представление, кажется, более соответствует реальности на основе следующих данных. Прежде всего, наличия системы древних ложбин стока, относящихся к генерации Каракамысских. Сохранившиеся фрагменты липовской террасы и дно этих ложбин имеют примерно одинаковые абс. отметки (80-120 м). Эрозионно-аккумулятивный цикл, сформировавший эти морфологические элементы, проявился на отметках более низких, чем цоколь IV террасы, но значительно выше погребенного тальвега ложбины (табл. 1). Эти данные без возрастной привязки толщ не столь значимы. Тем не менее, они свидетельствуют о проявлении в контурах ложбины двух самостоятельных эрозионно-аккумулятивных циклов в послесамаровское время.

В связи со спецификой морфологии Тургайской ложбины в контурах Тургайского порога (или внутриложбинного водораздела) следует остановиться на представлениях, относящихся к числу недоказанных, но вполне возможных (Кошелев, 1960; Яншин, 1961). Они допускают, что современное дно ложбины в контурах внутриложбинного водораздела не является «продуктом» ее деятельности. Формирование его обязано эрозионно-аккумулятивной деятельности рек, интегрировавшихся в единую систему Тургайской ложбины за счет явлений перехвата. А.Л. Яншин полагал, что активной рекой была р. Тобол, перехватившая р. Убаган, которая представляла в то время правый приток Тургая. По мнению же П.Я. Кошелева,

Таблица 1

**Морфологические параметры террас Тургайской ложбины
и мощности коррелятных им осадков на участке
устье р. Убаган – пос. Туемойнак**

№ п/п	Стратиграф. привязка и морфологические характ-ки Местоположение профиля	Террасы и коррелятные им осадки						Осадки, выполняющие переуглубление Тургайской ложбины		
		Тобольско-самаровского цикла (IV терраса)			Зырянского цикла (липовская терраса)					
		Абс. отметки		Мощность осадков	Абс. отметки		Мощность осадков	Абс. отметки		Мощность осадков
		цоколя	пов-ти		цоколя	пов-ти		цоколя	пов-ти	
1.	Низовье Убагана	120	140	≈20	84	110	30	50	100	≈70
2.	Кушмурун	130-140	160-180	≈40	85	115	30	31	105	75
3.	Устье Ащи	≈140	190	35-40	85	120	30	50	110	60
4.	Внутриложбинный водораздел	-	180-200*	-	-	-	-	40	120	90
5.	Сарыозень	-	-	-	90	120	30	25	105	80
6.	Туемойнак Туемойнакская горловина	-	-	-	85	110	21	25	80	60

* Абс. отметки педимента, привязанного к уровню IV террасы.

наоборот, р. Тургай стянула к себе один из правых притоков пра-Убагана, функционировавшего на месте современного внутриложбинного водораздела.

Действительно, внутриложбинный водораздел в это время не был порогом, подобно Тургайскому. К рассматриваемому времени он уже был «пропилен» на значительную глубину сначала процессами педипленизации, а позднее, в эпоху самаровского оледенения, по всей вероятности, — непродолжительным сбросом вод из Иртышского бассейна в Аральский.

Привели ли эрозионно-аккумулятивные процессы, соответствующие времени формирования липовской террасы к существенной перестройке структуры и рисунка эрозионной сети региона, сложившихся к концу среднего плейстоцена? Стала ли Тургайская ложбина главным звеном, «стягивающим» речную сеть региона в единую систему? Для этого, по крайней мере, необходим был сброс части стока Иртышского бассейна через сильно сниженный Тургайский порог в бассейн пра-Тургая, расположенный в восточной части региона, а также преодоление стоком Тусмойнакского порога (рис. 16). Наличие последнего в эпоху самаровского оледенения, как отмечалось выше, скорее всего, разделял бассейны пра-Тургая и пра-Челкара.

Мы допускаем возможность сброса части стока из Иртышского бассейна в пра-Тургай, исходя из наличия в восточной части Южного Тургая толщи субаквальных четвертичных отложений. Она картируется на абс. отметках 120-140 м, то есть на 20-40 м ниже уровня аккумуляции осадков самаровской эпохи («каптаганская свита»). Мощность толщи от первых метров (3-5 м) достигает 12-15 м. Эти отложения, представленные в основном скрытослоистым суглинисто-супесчаным материалом, выполняют обширные, изометричные, слабообособленные депрессии. Наличие толщи субаквальных осадков значительной мощности, однозначно вложенных в среднеплейстоценовые отложения, скорее всего, свидетельствует о второй фазе обводненности равнин внеледниковой зоны. Однако эта обводненность коснулась локальных изолированных друг от друга депрессий восточной части Южного Тургая и Северного Приаралья.

Не исключается возможность кратковременного соединения бассейнов пра-Тургая и пра-Челкара. Об этом косвенно свидетельствует наличие в контурах Туемойнакского порога узкого фрагмента II липовской террасы. Этот факт не противоречит возможной кратковременной связи рек Тургайского и Иргизского бассейнов. Связь этих бассейнов, если она имела место, реализовалась на близких абс. отметках базисов эрозии, без заметной перестройки речной сети в сопряженных бассейнах.

Существенную обводненность низких депрессий восточной части Южного Тургая в начале позднего плейстоцена трудно объяснить без привлечения стока, привнесенного извне. Сброс вод Иртышского бассейна на юг реализовался на близких абс. отметках базисов эрозии и его последствия сказались преимущественно в восточной части Южного Тургая. Блокирующая роль Туемойнакского порога на пути возможного сброса «избы-

точного» стока из Тургайского бассейна в Иргизский в это время была весьма существенной.

Таким образом, строение липовской террасы в контурах ложбины, к сожалению, не вносит ясность в проблему времени и механизма образования ее погребенного тальвега. А ведь именно он, прослеживаемый от устья р. Тавды до Аральского моря, делает ложбину реально сквозной. Во времени и механизме образования погребенного тальвега, таким образом, «спрятан» ключ для разгадывания сложного сценария происхождения Тургайской ложбины. Следует сразу оговорить, что в этом сценарии есть недостающие страницы, без восполнения которых акт сотворения этой уникальной природной достопримечательности может быть восстановлен лишь на предположительном уровне.

Большие трудности в восстановлении событий времени формирования погребенного тальвега ложбины связаны с отсутствием непрерывных данных по его продольному профилю. Недостает сведений о составе и строении осадков, его перекрывающих, севернее г. Куртамыш. Уже в устьевой части Тобола тальвег лежит на отрицательных отметках. Притом, как мы увидим ниже, современное русло Тобола отнюдь не соответствует пространственному положению погребенного тальвега. Погребенный тальвег переуглубления, зафиксированного по геофизическим данным на широтах Тобольского материка, снижается на север от -30 до -60 м. Из-за отсутствия геологических данных нельзя определить принадлежность этого переуглубления к конкретному из возможных врезов – предталагайскому или предвюрмскому. Данные скважин, пробуренных на площади приморских равнин, указывают (Брызгалова и др., 1986; Гуськов, 2008) на наличие предталагайских врезов, заимствованных впоследствии реками казанцевского межледниковья. Однако, судя по енисейской части приморских равнин, имеются самостоятельные переуглубления казанцевского времени, не уступающие по амплитуде предталагайскому врезу. Тальвеги переуглублений обоих циклов вреза (предталагайского и предказанцевского) лежат здесь на абс. отметках -200 и более метров.

Описание разреза осадков, залегающих, на наш взгляд, заведомо на погребенном тальвеге ложбины, в ее северной части, приведено в работе А.И. Некрасова и др., (1981). До сих пор эти осадки не рассматривались в контексте происхождения Тургайской ложбины. Поэтому мы рассмотрим этот разрез подробнее.

В бассейне р. Иска, на междуречье Туры и Тавды, на поверхности террасы, соответствующей, по нашему мнению, уровню липовской (абс. отметки 70-80 м), профилем из 6 скважин вскрыта толща четвертичных отложений. Мощность толщи, с учетом ее смытой части, составляет около 60 м. Разрез, вскрытый одной из скважин профиля (101), помимо покровных супесей, мощностью 5 м, по описанию авторов, состоит из двух толщ. Верхняя толща представлена тремя пачками. Первая пачка (5-17 м) – тонкослоистые (1-2 см) ленточноподобные глины и алевроиты зеленовато-серых тонов с присыпками растительного детрита на поверхностях напластования; средняя пачка (17-31 м) – тонкослоистые сероватые глины с зе-

леноватым оттенком, местами алевритистые, с глубины 19 м встречаются прослой глин с комковатой текстурой, а ниже (глубины 20,5-27 м) – включения вивианита. На контакте с нижележащим слоем (28-31 м) алевриты и пески имеют горизонтальную и диагональную слоистость. Третья пачка (31-36 м) – чередование тонкослоистых алевритов с глинами и в нижней части (4 м) – песками.

На глубине 36-36,6 м верхняя толща отделяется от нижней горизонтом погребенной почвы.

Нижняя толща состоит из двух пачек: на глубине 36,6-42 м – алевриты глинистые, карбонатные, разбитые в кровле трещинами усыхания, по нашему мнению, древними мерзлотными клиньями, внедряющимися в подстилающие осадки на глубину 0,5 м, с глубины 38,8 м встречаются пропластки (до 2 см) комковатых алевритов. Нижняя пачка (42-49 м) – базальный горизонт разреза состоит из мелкозернистых песков с прослойками темно-серых суглинков; с глубины 42,7 м она переходит в среднезернистые пески с прослойками растительных остатков и с включениями окатышей (до 5 см) подстилающих олигоценых глин, гравия и гальки. Цоколь разреза четвертичных отложений лежит на абс. отметках 26-34 м.

По мнению А.И. Некрасова и др. (1981), верхняя часть разреза представляет собой озерные отложения. В ней, на глубине 19,8-32,6 м, установлен бедный в видовом отношении комплекс моллюсков, среди которых доминирует *Schaeerium* sp. и *Pisidium* sp. По заключениям А.П. Чепалыги и В.С. Зыкина, они характерны для озерных отложений неоген-четвертичного времени.

В верхней толще, на глубинах 10,2; 18; 31 м, и в нижней, на глубине 45 м, обнаружены диатомовые водоросли. В нижней толще доминируют *Melosira italica* и *Stephanodiscus dubius*. Единичные донные виды представлены относительно тепловодными *Navicula hasta* и *Pinnularia hemiptera*. В составе диатомовых единично встречены арктические виды – *Tetracyclis emarginatus*, *Eunotia tenella*, *Pinnularia subborialis* и виды, свойственные аркто-бореальным и северо-альпийским областям – *Melosira italica* var. *valida*, *M. distans*, *Pinnularia borealis*, *Navicula amphibola*, *Eunotia formica*. По мнению авторов, это диатомовая флора эвотрофных озер лесотундровой зоны с хорошо прогреваемой толщей воды. Присутствие в составе комплекса древних видов, таких как *Stephanodiscus astrea*, *Milosira scabrosa*, *M. italica*, *M. granulata*, *M. distans*, *Tetracyclus emarginatus*, *Eunotia pectinalis*, по мнению авторов, в какой-то мере может свидетельствовать об относительной древности вмещающих четвертичных пород.

Разрез осадков по одной из скважин (102) до глубины 38 м охарактеризован спорово-пыльцевыми (с/п) данными. С/п диаграмма, на наш взгляд, свидетельствует о четырех последовательных сменах климатоландшафтной обстановки за время накопления осадков. Нижняя часть разреза (верхняя пачка нижней толщи и третья пачка верхней толщи; глубины 31-38 м) характеризуется преобладанием в с/п спектре пыльцы древесных пород (60-80%), среди которых преобладает пыльца разных видов сосны –

Pinus sibirica, *P. silvestris*, *P. sp.* Содержание пыльцы ели и пихты незначительное. Содержание пыльцы лиственных пород – *Alnus*, *Betula* в с/п спектре колеблется от 8 до 15%. В группе кустарников и трав содержание пыльцы составляет 7-20% в основном за счет *Chenopodiaceae*, *Artemisia* и разнотравья. На глубине 26-31 м увеличивается содержание пыльцы травянистых (до 30%) преимущественно за счет *Cramineae*, *Artemisia* и *Chenopodiaceae*. Третья снизу часть с/п диаграммы, соответствующая в целом средней пачке верхней толщи (глубины от 15 до 26 м), отличается преобладанием (до 50%) пыльцы кустарников и трав. Эти спектры, по мнению авторов, отражают развитие растительности лесостепного и лесотундрового типа. Верхняя часть с/п спектра (глубины 4-15 м) свидетельствует об увеличении содержания пыльцы древесных, схожих по видовому составу нижней части с/п диаграммы.

Охарактеризованный разрез четвертичных отложений обнаруживает поразительное сходство с осадками, лежащими на древнем тальвеге ложбины на ее южных участках. Авторы выделяют эти отложения под названием *искинской толщи* и сопоставляют ее с талагайским горизонтом и семейкинской свитой региональной стратиграфической шкалы (рис. 2). Едва ли эту корреляцию можно считать корректной. Наши замечания по поводу этого сопоставления сводятся к следующему:

- палеонтологический и палеофлористический материал свидетельствует лишь о принадлежности осадков искинской толщи к плейстоцену, притом, скорее всего, к верхнему звену неоплейстоцена. Среди моллюсков отсутствуют формы, весьма характерные для теплых эпох неоплейстоцена, в частности, для аллювия талагайского и тобольского горизонтов. Это, прежде всего, разные виды уний и карбикул;

- сами авторы разделяют искинскую толщу на две части – нижнюю и верхнюю. Эти части разреза, на наш взгляд, соответствуют, скорее всего, двум климатическим циклам верхнего звена неоплейстоцена, включающим в себя относительно теплые эпохи и следующие за ними эпохи похолодания. По литолого-фациальному типу осадков и составу древней органики четко обособляется только относительно теплая эпоха, соответствующая ранним этапам осадконакопления. Концу этой эпохи соответствует формирование горизонта погребенной почвы (36-36,6 м), деформированной криогенными текстурами. Выше по разрезу состав и строение осадков имеет в значительной степени однообразный характер, без заметных следов размыва между охарактеризованными пачками. Это является свидетельством непрерывности осадконакопления в весьма специфических условиях сноса и аккумуляции эродированного материала в конечных пунктах его транспортировки. Граница между климатическими циклами, судя по с/п спектрам, приходится на подошву первой пачки верхней толщи разреза, хотя она практически не проявляет себя в строении и составе осадков;

- если искинскую толщу сопоставить с талагайским горизонтом и семейкинскими слоями нижнего звена неоплейстоцена с учетом непрерывности осадконакопления, то с/п диаграмма, характеризующая климато-

ландшафтную обстановку этого времени, имела бы более сложную структуру, и разрез четвертичных отложений, выполняющих ложбину, характеризовался бы множеством горизонтов погребенных почв и криогенных текстур.

Более молодой возраст осадков искинской толщи со всей очевидностью устанавливается при рассмотрении других разрезов, выполняющих Тургайскую ложбину. Большой интерес в этом отношении представляет работа И.Л. Зайонца и Р.З. Кубринского (1982). Эти исследователи проследили и дали характеристику осадков, выполняющих ложбину в ее Казахстанской части вплоть до выхода в бассейн Тургая. И.П. Зайонц и Р.З. Кубринский в разрезе осадков, выполняющих ложбину, выделяют три толщи, отличные по составу и строению. Детальная характеристика этих толщ была дана раньше в работах А.В. Бобоедовой (1966 а; 1971; 1979) и на них более подробно остановимся ниже.

Здесь только отметим, что И.П. Зайонц и Р.З. Кубринский правильно отмечают, что основная часть разреза представлена глинами, весьма специфичными по строению и генезису. Они лежат на базальном горизонте разреза, представленном терригенным материалом грубых фракций. Этот горизонт отсутствует во многих разрезах, и перекрывающие его глины часто ложатся на коренной цоколь. Разрез повсеместно завершается толщей буровато-коричневых супесчано-суглинистых отложений голоцена.

На с/п диаграммах не выявляются заметные рубежи смены климатоландшафтных обстановок осадконакопления. Только накопление осадков базального горизонта происходило в более влажных условиях, чем современные. Вверх по разрезу лесостепные (ЛС) с/п спектры постепенно сменяются на спектры злаково-маревых степей (ЗМС), те – на спектры полынно-маревых степей (ПМС), и верхи разреза глин характеризуются с/п спектрами полупустынь (ПП).

Разделение глинистой части разреза на две толщи производится по исчезновению в средней части разреза остракод, весьма характерных для его нижней и верхней частей. Из списка остракод, характерных для нижней и верхней частей разреза, в средней его части сохраняется практически один вид – *Cyprideis littoralis* в сочетании с единичными фораминиферами – *Elphidium littorale caspicum* Mayer. Эту часть разреза, с резко обедненным комплексом остракод, с сохранившимся пресноводно-солонowodным видом *Cyprideis littoralis* и единичными экземплярами фораминифер *Elphidium littorale caspicum* авторы связывают с ингрессией вод Арала в Тургайскую ложбину, когда в ее пределах образовался «мелкий солоноватый лиман».

Над этой частью разреза, практически лишенной комплекса остракод, располагается зона, отмечаемая, как утверждают авторы, почти на всех с/п диаграммах пиком спор зеленых мхов (*Bryalis*). В отличие от представлений многих исследователей, связывающих появление спор зеленых мхов с эпохами похолоданий, авторы «решительно» не согласны с этим мнением. Они ссылаются на тот факт, что появление пика спор мхов

на с/п диаграммах не меняет общего видового состава палеофлоры и «в составе пыльцы травяных отсутствуют индикаторы холодного климата». И.Л. Зайонц и Р.З. Кубринский считают, что максимальное содержание спор зеленых мхов отражает не похолодание, а стадию заболачивания отмелей илистых берегов Аральского лимана во время его регрессии.

Транзитный сток по Тургайской ложбине, по мнению этих авторов, существовал только единожды – во время образования ее тальвега, ныне погребенного под 70-90 м толщей четвертичных осадков. Это, по их представлениям, произошло в раннем плейстоцене. На их взгляд, возрастные привязки, проводимые «на основании сомнительных корреляций с ледниковыми таксонами Западно-Сибирской шкалы, недостоверны»; ошибочны, соответственно, и бытующие представления «о прорыве и перетоке вод гипотетического Западно-Сибирского подпрудного бассейна через Тургайскую ложбину в Аральское море».

Авторы этой интересной по своему содержанию работы, на наш взгляд, к сожалению, игнорируют ряд фундаментальных положений климатостратиграфии, особенно в части, касающейся обоснования возраста осадков, выполняющих ложбину. Если накопление осадков ложбины, как полагают авторы, шло непрерывно от раннего плейстоцена до голоцена включительно, то характер климатических колебаний, выявленный по с/п диаграммам, имел бы более сложную картину.

На современном уровне изученности древней органики плейстоцена едва ли приходится сомневаться в существенной флуктуации климатических параметров в течение этого продолжительного времени (около 0,8 млн. лет) и связанных с ней закономерных смен комплексов флоры и фауны. Выходит, что среда осадконакопления и обитавший в ней биоценоз не оставили заметных следов этой флуктуации климата в отложениях Тургайской ложбины. Едва ли такое допущение соответствует реальности.

Однако авторы совершенно правы в следующем: в однонаправленном тренде изменения климатической обстановки за время накопления осадков ложбины в сторону аридности от спектра лесостепных ландшафтов к ЗМС, ПМС и, наконец, к ПП. Они подтверждают это не только данными с/п диаграмм, но и минералогическим составом осадков, в частности, увеличением вверх по разрезу содержания аутогенного гипса. Такой однонаправленный тренд изменения климатической обстановки в сторону аридности, имеющий, как отмечают многие исследователи, глобальный характер, начиная именно с позднего плейстоцена, особенно усиливается со второй его половины (Волков, 1971). В Западной Сибири имеются поразительные примеры проявления этой закономерности в морфогенезе, отмеченные многими авторами (Величко и др., 2007; Зыкин и др., 2008).

Таким образом, на наш взгляд, фундаментальные положения климатостратиграфии указывают на более молодой, скорее всего позднеплейстоценовый, возраст осадков Тургайской ложбины, чем содержащиеся в них фрагменты биоценоза, не столь представительного вследствие отсутствия руководящих форм. И стоило ли для объяснения сохранности единичных

видов крошечной микрофауны, приспособленной, к тому же, к обитанию в солоноватых лужах от плиоцена до голоцена, втягивать воды Арала в Тургайскую ложбину. Образовавшийся лиман, если он действительно имел место, оставил бы более заметные следы и в осадках, и в бентосе.

Состав и строение осадков ложбины, перекрывающих ее древний тальвег, и их биостратиграфическая характеристика даны в работах А.А. Бобоедовой (1966 а; 1971; 1979). Здесь отметим лишь основные положения ее работ. По вещественному составу осадки, выполняющие ложбину, она подразделяет на три литолого-фациальные разности. Внизу лежат аллювиальные осадки, представленные разнотернистыми кварцевыми песками, содержащими гравий и гальку кварца, кремния, опок. Мощность этой базальной толщи обычно составляет 3-10 м и лишь к югу, где областью ее питания становится водосбор Тургая и ее притоков, мощность базальной толщи возрастает до 15-20 м и весь разрез становится более песчаным. Основная часть разреза осадков, выполняющих ложбину, представлена глинами – «в основном серыми, зеленовато-серыми, коричневыми, местами желтоватыми, карбонатными, в различной степени песчанистыми и алевроитными и содержащими присыпки, прослои и линзы мелкозернистых глинистых кварцевых песков и алевроитов мощностью от 4-5 до 10-12 м» (Бобоедова, 1979, с. 480). Отложениям присуща тонкая горизонтальная или пологоволнистая, зачастую неясно выраженная слоистость. Для всей толщи глин характерна неравномерная ожелезненность, заглинованность, рассеянный растительный и раковинный детрит, реже наличие целых ядер пелиципод и гастропод. Встречаются также рассеянные по толще «прослои мощностью от 10 см до 1-1,5 м темно-серых, иногда почти черных глин, окраска которых обусловлена, по-видимому, большим содержанием тонкораспыленного органического вещества» (Бобоедова, 1979, с. 480). Ожелезненность, наличие прослоев, обогащенных органикой, отмечает и А.И. Некрасов с соавторами (1981) для искинской толщи, считая их образованиями отмельных и осушенных участков водоема.

Описанные осадки, на наш взгляд, представляют собой отложения застойных, местами полупроточных водоемов с достаточно широкой зоной осушки. Площади последней заметно менялись в зависимости от краткосрочных или долгосрочных изменений климатических условий. В качестве квазианалога такого места осадконакопления в настоящее время можно рассматривать котловины оз. Сары-Копа, Сары-Моин, Аксуат и других – реликтовые «тени» той ландшафтной среды, которая преобладала в эпоху накопления основной части разреза Тургайской ложбины.

Отмечается еще одна весьма специфическая литолого-фациальная разновидность осадков, состоящих из плотно спаянных между собой обломков глин. Они образуют в толще озерных глин «прослои и линзы мощностью от нескольких метров до 35 м и сами, в свою очередь, нередко содержат линзы алевроитных озерных глин мощностью до 3-5 м. Среди них по структуре выделяются глиняные песчаники, дресвяники и мелкообломочные брекчии, переслаивающиеся между собой» (Бобоедова, 1979, с. 480).

Они плохо сортированы, весьма слабо окатаны. Состав этого терригенного материала, его слабая окатанность однозначно свидетельствуют о непродолжительности и коротких путях переноса продуктов выветривания со склонов временными водотоками и делювиальным смывом. Самая верхняя часть разреза, мощностью 4-7 м, редко до 10 м, представлена светло-коричневыми, пористыми облессованными суглинками и супесями, залегающими на подстилающей толще без видимых следов размыва. Таким образом, суммарная мощность осадков, залегающих на древнем тальвеге ложбины, в пределах Тургайского прогиба составляет 50-70 м, достигая максимального значения (80-90 м) в контурах внутриложбинного водораздела (рис. 12).

Стратиграфическую принадлежность отложений ложбины, к сожалению, нельзя считать однозначно установленной. Даже имеющаяся абс. датировка осадков ложбины (Астахов и др., 1978) трудно «укладывает» их в региональную стратиграфическую схему и не дает «увязать» с установленными палеогеографическими событиями ледниковой и внеледниковой зон.

Разрез осадков ложбины А.А. Бобоедова делит на две части – нижнюю и верхнюю. Граница эта проводится внутри однородной глинистой толщи в основном по смене микрофаунистических комплексов. Несмотря на отсутствие этой границы в составе осадков, она в целом приходится на среднюю часть разреза, которая, помимо смены микрофаунистических комплексов, фиксируется образованиями, свидетельствующими о смене ландшафтной обстановки – горизонтами погребенной почвы и криогенных текстур (Бобоедова, 1966 б) или же зоной повышенного содержания спор зеленых мхов (Зайонц, 1982). Таким образом, комплекс данных однозначно свидетельствует, что время накопления средней части разреза (глубины от 30 до 50 м при максимальной его мощности) соответствует важному палеогеографическому рубежу.

По данным А.А. Бобоедовой, в нижней части разреза в комплексе остракод наряду с многочисленными видами, известными еще с плиоцена, появляются новые формы, такие как *Cytherissa lacustris* Sars., *Limnocythere dorso-tuberculata* Negad., *L. manjtschensis* Negad. Некоторые формы (в частности, первые две) характеризуются массовой встречаемостью, другие, например *Limnocythere ornata* Mandelst. et Kazm., *L. caspiensis* Negad. и *L. post-concava* Negad. – редкой. Зато в верхней части разреза последняя приобретает массовое развитие. Здесь же появляются новые формы – *Eucypris aff. famosa* Schneider и *Limnocythere flexa* Negad. Формы же, характерные для нижней части разреза, исчезают (табл. 2).

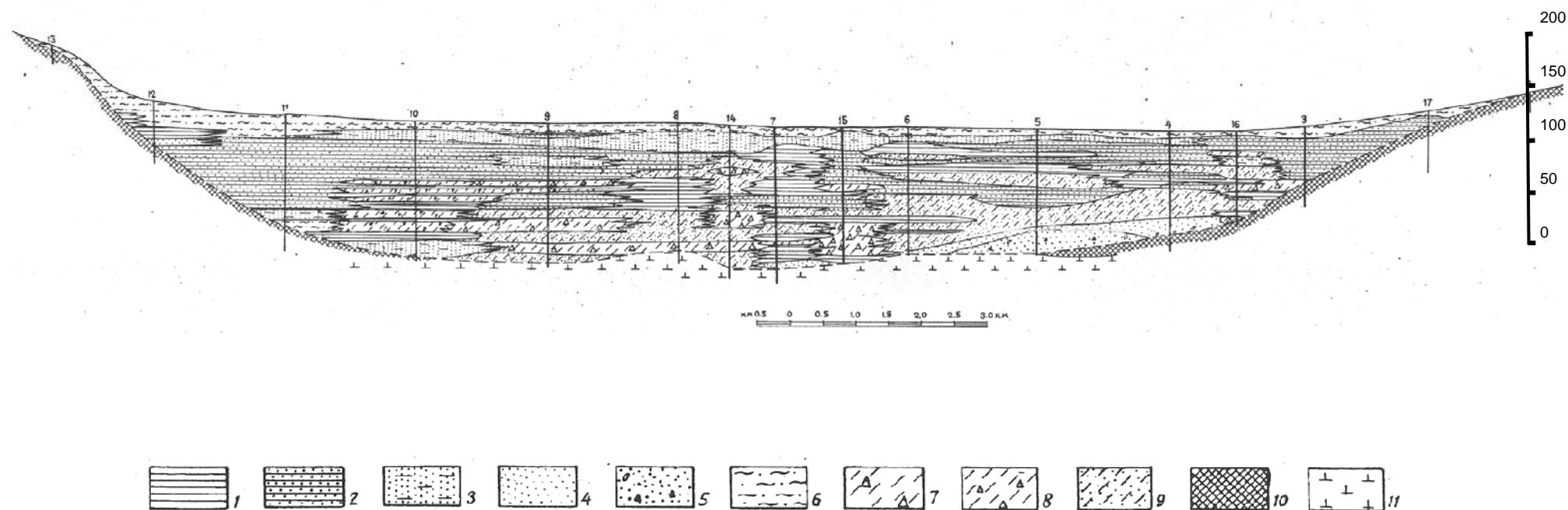


Рис. 12. Поперечный разрез через Тургайскую ложбину между «горами» Кызбeltaу и Баскаса (51° с.ш.)

- 1 – глина; 2 – глина песчанистая и алевролитистая; 3 – алевролит глинистый; 4 – песок тонкозернистый;
 5 – песок разномзернистый с гравием и галькой; 6 – супесь; 7 – глинистый дресвяник; 8 – глинистый гравелит;
 9 – глинистый песчаник и алевролит; 10 – отложения верхнего эоцена – нижнего + среднего олигоцена
 (саксаульский – чеганский горизонты); 11 – отложения среднего – верхнего эоцена (Тасаранская свита).

А.А. Бобоедова отмечает, что комплексы остракод из осадков Тургайской ложбины обнаруживают сходство с комплексами, выделенными М.Г. Поповой-Львовой в Южном Зауралье, К.Н. Негадаевым-Никоновым в Северном Прикаспии. На основе этих корреляций нижнюю часть глинистой толщи с доминирующими формами *Limnocythere dorsotuberculata* Negad., *L. manjtschensis* Negad., *L. caspiensis* Negad., *Cytherissa lacustris* Sars. она склонна относить ко второй половине среднего плейстоцена, а ее верхнюю часть с преобладающей формой *Limnocythere postconcava* Negad. – к верхнему плейстоцену. Таким образом, судя по составу остракод, в разрезе осадков ложбины, в отличие от представлений вышеупомянутых авторов (Зайонц, 1982; Некрасов и др., 1982), не должны быть отложения древнее второй половины среднего плейстоцена.

Ниже глубины 15-20 м, по всему разрезу осадков ложбины, в основном, в глинистой толще, по керну скважин отмечен комплекс раковин пресноводных моллюсков, включающих виды *Valvata piscinalis* Muller, *V. piscinalis* var. *alpestris* Kuster, *Vallonia* (?) *costata* Muller, *Sphaerium* cf. *nitidum* Glessin, *S. salidum* (Normand), *S. scaldianum* (Normand), *Pisidium amnicum* Muller, *P. tenuilineatum* Stalf., *P. cf nitidum* Jenyns, *P. casertanum* (?) Poli, *Cyraululus gredleri* (Bielz) Gredler. У.Н. Мадерни (1967), выделивший этот комплекс под названием сарыкопинский, отмечает бедность его видового состава при преобладании эвритермных моллюсков и очень слабой представленностью наземных форм. Некоторые виды имеют явные признаки угнетенности. Комплекс характеризуется как холодолюбивый озерный или озерно-аллювиальный, соответствующий эпохе самаровского оледенения Западной Сибири.

С/п диаграммы, по мнению Бобоедовой, свидетельствуют о пяти фазах смены растительного покрова за время накопления осадков ложбины. Отличие с/п спектров из осадков северной части ложбины и южной позволяет говорить о существовании хорошо выраженной зональности. Смена фаз растительности в северной части, как нам представляется, идет в следующей последовательности: леса → ЛС → ПМС → ПС → ПП; в южной: ЛС → ПМС → ПП → МПС → ПП. А.А. Бобоедова предполагает, что I и IV фазы отражают растительность влажных эпох, соответствующие эпохам оледенений (I, II – среднеплейстоценовым, IV – раннезырянскому), а III и V – соответственно эпохам казанцевского и каргинского межледниковий. В подобной интерпретации, на наш взгляд, имеет место ряд существенных неувязок, прежде всего, с данными по микрофаунистическим остаткам. Этот органический мир, в отличие от флоры непосредственно связанный со средой осадконакопления, указывает на более молодой, послесамаровский возраст отложений, выполняющих ложбину. Видовой состав моллюсков сарыкопинского комплекса, имеющий широкий возрастной диапазон, свидетельствует лишь о неблагоприятных экологических условиях среды обитания (возможно, действительно холодных), но отнюдь не о конкретной эпохе похолодания. Более определенно мы можем констатиро-

вать следующие общие положения, отмеченные во всех рассмотренных работах:

- однотипность разреза осадков, выполняющих ложбину;
- четкое разделение мощной, глинистой части разреза, залегающей на базальном горизонте, на две толщи;
- границей между ними является скрытый перерыв осадконакопления, фиксируемый не поверхностью размыва, а появлением новообразований в разрезе – горизонта погребенной почвы и криогенных текстур, ожелезнения, огипсования, пика зеленых мхов и др.;
- с/п диаграммы, в целом сходные по данным всех исследований, отражают, скорее всего, достаточно сложную структуру изменения климатических условий, характерную, как отмечают многие (Волкова и др., 2003; Зыкин и др., 2008; Лаухин и др., 2006), для каргинского интерстадиала с присущими для него фазами похолодания (кирьяское и лохподгорское) на общем фоне теплых фаз (шурышкарской, золотомысской и верхнелобановской);
- микрофауна, связанная непосредственно со средой осадконакопления, в большей степени свидетельствует о верхнеплейстоценовом возрасте осадков Тургайской ложбины.

Однако последний вывод, опирающийся на органические остатки из вмещающих толщ, нуждается в более надежной доказательной базе. Древняя органика из отложений ложбины относительно бедна для восстановления палеогеографических условий эпохи осадконакопления. А поскольку эти условия в течение плейстоцена повторялись неоднократно, привязка их к конкретным временным отрезкам палеогеографических событий плейстоцена становится весьма трудно разрешаемой задачей. Решение ее, как правило, в той или иной степени несет печать субъективности.

А.А. Бобоедова, в частности, последовательность палеогеографических событий, связанных с образованием Тургайской ложбины, трактует следующим образом (1979): «Максимальное самаровское оледенение Западной Сибири вызвало подпруду рек, текущих на север;...заполнение низких междуречий, поступавшей с севера водой». Понижение между верховьями древнего Убагана и Тургая стало основным местом стока талых вод в Туранскую низменность. Поднятия в районе современных чинков Челкар-Нуры, последовавшие вскоре за образованием ложбины, как она полагает, приостановили «свободный сток ледниковых вод» и привели к образованию на месте ложбины «колоссальной длины слабо проточного озерного бассейна или, быть может, цепи отдельных крупных озер». «В дальнейшем в связи с периодическими изменениями климата, обусловленными, возможно, оледенениями Западной Сибири, этот бассейн (или бассейны) то усыхал, то воссоздавался вновь. В периоды времени, характеризовавшиеся относительной сухостью, в ложбине, главным образом, в центральной по широте ее части, накапливался делювиально-пролювиальный материал, поступавший с бортов...». «Так в течение второй половины среднего плейстоцена и в позднем плейстоцене в Тургайской ложбине бы-

ла накоплена довольно мощная толща озерных и делювиально-пролювиальных осадков. В конце позднего плейстоцена...» в результате новейших поднятий возник внутриложбинный водораздел, а «незначительное увлажнение климата привело к возникновению современных рек,...текущих в разные стороны от линии этого водораздела» (Бобоедова, 1979, с. 487).

Мы полностью разделяем представления А.А. Бобоедовой относительно последовательности событий, о ландшафтной обстановке и об условиях заполнения эрозионного вреза озерными и делювиально-пролювиальными осадками. Однако весь вопрос в том, когда это произошло? И эта обстановка, и эти условия могли повторяться в любом из многочисленных, по крайней мере, не менее пяти, циклов плейстоцена. Только с/п и микрофаунистические данные, даже при отсутствии их желаемой представительности, уже говорят о более поздних событиях, приведших к образованию сквозной Тургайской ложбины. Данные по радиоуглеродной датировке, полученные из осадков ложбины (Астахов и др., 1978), лишь подтверждают это предположение, не внося, к сожалению, определенную ясность в сценарий образования тальвега ложбины.

А.А. Бобоедова приводит убедительные данные (1971) о формировании погребенного тальвега ложбины водами, текшими с севера. Наиболее достоверным и бесспорным из них является факт «наличия пачек изверженных пород, прорезанных ложбиной в районе оз. Кушмурун в базальном горизонте ее осадков» значительно южнее внутриложбинного водораздела. Как известно, в контурах Кустанайской седловины в бассейне оз. Кушмурун тальвег ложбины вскрывает эффузивно-осадочные образования нижнего и среднего триаса. Так, в скважине, пробуренной чуть восточнее котловины оз. Куюкколь, южнее внутриложбинного водораздела, в базальном горизонте мощностью 1,5 м, подстилающем глинистую толщу, содержится «щебень и глыбовые полуокатанные обломки кварцевого порфира и среднего эффузива» (1971, с. 19). Эти находки свидетельствуют о бесплодности дискуссий об образовании погребенного тальвега ложбины в контурах внутриложбинного водораздела за счет явления перехвата между бассейнами Убагана и Тургая. Перехват, который сыграл «судьбоносную» роль в становлении сквозной ложбины находился значительно южнее Тургайского порога. Его проявление, как будет показано ниже, было связано с «агрессией» водотоков Иргизского бассейна.

Приведем еще один факт, однозначно указывающий на южное направление стока, сформировавшего древний тальвег ложбины. Речь идет об асимметрии ее поперечного профиля (рис. 13, профили 1, 2). Наибольший врез древнего тальвега и мощные (до 50-70 м) осадки, его перекрывающие, прослеживаются вдоль западного склона ложбины. Морфология последнего, к которому причленяется наиболее глубокая часть погребенного тальвега, однозначно указывает, что этот древний высокий (до 150 м) склон был выработан руслом реки, постоянно размывающим его подошву. Такое наблюдается при выработке планетарного типа асимметрии склонов, когда водоток под влиянием силы Кариолиса в северном полушарии под-

мывает правый склон. Следовательно, во время функционирования древнего, ныне погребенного, тальвега сток по ложбине имел южное направление. Важное значение для развития планетарного типа асимметрии склонов, по современным представлениям, имеет объем стока – он должен быть не менее 1000 м³/сек. Русла современных рек – Тобола, Убагана по отношению к погребенному тальвегу ложбины смещены на восток на 12–15 км.

Таким образом, появились некоторые косвенные данные об объеме стока, сформировавшего тальвег ложбины. Есть признаки, свидетельствующие о прорывном, катастрофическом характере этого стока. В некоторых поперечных профилях через ложбину наблюдаются признаки активного врезания русла (рис. 13, профиль 4), морфологическим выражением которого являются останцы коренных пород, сохранившиеся от инстративной фазы его развития. Активно врезающееся русло, особенно в зонах поднятий, отличалось значительной амплитудой расчленения. Такие русловые потоки обычно бывают бурными и обладают огромным *эрозионным* и *транспортирующим* потенциалом. Реализация этого потенциала зависит от продолжительности инстративной фазы развития русловых процессов. В случае с Тургайской ложбиной продолжительность этой фазы была короткой, хотя и весьма выразительной в морфологическом отношении.

Следы активного проявления глубинной эрозии отражены, прежде всего, в контурах Тургайского порога, имевшего, как отмечалось выше, в течение всего новейшего времени тренд восходящего развития. Здесь ложбина приобретает ярко выраженный врезанный характер – резко сужается в ширине и имеет значительное колебание высот погребенного тальвега в его поперечном сечении (рис. 13, профили 4, 5, 6). Активная эрозия подтверждается составом и строением базального горизонта осадков, выполняющих ложбину. В нем слабо обособляются фации, характерные для нормального аллювия. Не типично и ущербно представлена русловая фация – ее небольшая мощность явно не соответствует такой крупной эрозионной долине; следует упомянуть и об отсутствии выразительных структурных и текстурных признаков базальной толщи; относительно слабую окатанность терригенного материала. Одной из возможных причин этого явления могла быть исключительно *большая транспортирующая способность стока*, выносившего значительный объем транспортируемого материала за пределы внутриложбинного водораздела или Тургайских ворот.

Таблица 2

Видовой состав Остракод Общая стратиграфическая шкала и региональная схема квартала Тургайского прогиба (фрагмент)		Cytheridae		Limnocytherinae		Ilyocyprinae		Cypridae	
		<i>Cypridella torosa</i> (Jones) <i>C. iitoralis</i> (Brady) <i>Cytherissa lacustris</i> Sars.	<i>Limnocythere vara</i> Liepin <i>L. aff. vara</i> Liepin <i>L. grinfeldt</i> Liepin <i>L. aff. grinfeldt</i> Liepin <i>L. ex gr. grinfeldt</i> Liepin <i>L. postonova</i> Negadaev <i>L. aff. postonova</i> Negadaev <i>L. flexa</i> Negadaev <i>L. aff. flexa</i> Negadaev <i>L. ornata</i> Mandelst. et Kazmina <i>L. aff. ornata</i> Mandelst. et Kazm. <i>L. manjshensis</i> Negadaev <i>L. aff. manjshensis</i> Negadaev <i>L. dorsotuberculata</i> Negadaev <i>L. aff. dorsotuberculata</i> Negadaev <i>L. luculenta</i> Liv. <i>L. aff. luculenta</i> Liv. <i>L. linderica</i> Sharapova <i>L. sharapovae</i> Schweyer <i>L. aff. sharapovae</i> Schweyer <i>L. ex gr. sharapovae</i> Schweyer <i>L. panosa</i> Mandelst. <i>L. aff. panosa</i> Mandelst. <i>L. sanctipatricii</i> Brady et Robertson <i>L. fontinalis</i> Schneider <i>L. alveolata</i> Suzin	<i>Ilyocypris bradyi</i> Sars. <i>I. ex gr. bradyi</i> Sars. <i>I. gibba</i> (Ramdohr) <i>I. aff. gibba</i> (Ramdohr) <i>I. bella</i> Sharapova <i>I. scabrosa</i> Stepanaitys <i>I. ex gr. scabrosa</i> Stepanait. <i>I. ex gr. divisa</i> Klil. <i>I. corniae</i> Mandelst.	<i>Candonia rostrata</i> Brady et Norm. <i>C. arcina</i> Liepin <i>C. sarsi</i> Hartwig <i>C. aff. sarsi</i> Hartwig <i>C. neglecta</i> Sars. <i>C. aff. neglecta</i> Sars. <i>C. fabaeformis</i> Fischer <i>C. combito</i> Livental <i>Candoniella schubinae</i> Mandelst. <i>C. aff. schubinae</i> Mandelst. <i>C. albicans</i> (Brady) <i>C. aff. albicans</i> (Brady) <i>C. subellipsoida</i> Sharapova <i>C. aff. subellipsoida</i> Sharapova <i>Candoniella</i> sp. <i>Eucypris famosa</i> Schneider <i>F. aff. famosa</i> Schneider				
Раздел	Горизонт	Неолейстоцен		Доплейстоцен		Доплейстоцен		Доплейстоцен	
		Корзинский	Опложинский	Террасный	Субаэральная	Субаквальная	Субаэральная	Субаквальная	
	Горизонт	Верхняя часть	Нижняя часть	III терраса	субаэральная	субаквальная	субаэральная	субаквальная	
		субаэральная	субаквальная	субаэральная	субаквальная	субаэральная	субаквальная	субаквальная	
Условные обозначения									
• единичные находки остракод; --- от 2 до 5; ■ от 5 до 10; ■ > 10 ≈ до 20									

При всей интенсивности инстративной фазы русловых процессов, сформировавшей древний тальвег ложбины, как мы отметили выше, она *была непродолжительной*. Это доказывается резким перепадом между тальвегами ложбины и ее притоков, приуроченным обычно к устьевым частям последних. Высота перепада составляет 12-15 м, местами даже до 20 м (рис. 14). Этот перепад придает тальвегу притоков «висячий» характер. Сохранность быстрин и порогов в тальвеге притоков является свидетельством относительно скорой смены инстративной фазы развития русла на констрактивную. Русло ложбины, видимо, не пережило фазу перстративного развития, на которую приходится становление выработанного, сильно выположенного продольного профиля, придающего черты динамического равновесия руслам рек, сопряженных в единую речную систему. Констрактивное осадконакопление было наиболее значимым в захоронении древнего тальвега ложбины. Все эти очевидные факты не дают, однако, ответа на главный вопрос: когда же это произошло?

Приведем сначала некоторые косвенные данные, в какой-то степени проливающие свет на этот исключительно важный для рассматриваемой проблемы вопрос. Как ни странно, прорыв древней рекой Тургайского порога и ее глубокий эрозионный врез противоположно отразились на судьбе Сапсынагашской ложбины. Она перестала функционировать. В ее контурах не произошло углубление, синхронное и равное по амплитуде эрозионному врезу Тургайской ложбины. Глубинную эрозию испытала только ее устьевая часть; и даже здесь, как мы отметили в начале работы, ее дно осталось «висячим» над современным дном Тургайской ложбины. Этот геоморфологический парадокс объясняется достаточно просто – исключительной ролью «предвюрмского эрозионного вреза» в трансформации структуры и рисунка речной сети региона, в том числе и в судьбе Тургайской ложбины. Дело в том, что в среднем плейстоцене основным источником питания Сапсынагашской ложбины были истоки Тобола и Иргиза, берущие начало на территории Зауральского плато. В позднем плейстоцене предвюрмский врез существенно перестроил структуру и рисунок этих рек. Произошло изменение направления их стока с широтного на меридиональное, лишившее тем самым Сапсынагашскую ложбину основного источника питания. «Смерть» ее была неизбежной.

Еще более впечатляющий пример влияния «предвюрмского эрозионного вреза» на рисунок речной сети связан непосредственно с самой Тургайской ложбиной. Речь идет о мертвой Донкинской ложбине – бывшей устьевой части долины Тобола перед ее слиянием с Тургайской ложбиной. Она представляет собой бывшую долину Тобола между устьями рек Уй и Куртамыш, расположенную субпараллельно Тургайской ложбине. Длина ее составляет около 75 км. В поверхность прилегающих участков Миасской равнины (абс. отметки 160-170-м) современное дно Донкинской ложбины врезано на глубину 50-60 м. Ложбина выполнена 30-40-метровой толщей четвертичных осадков, полностью повторяющей разрез отложе-

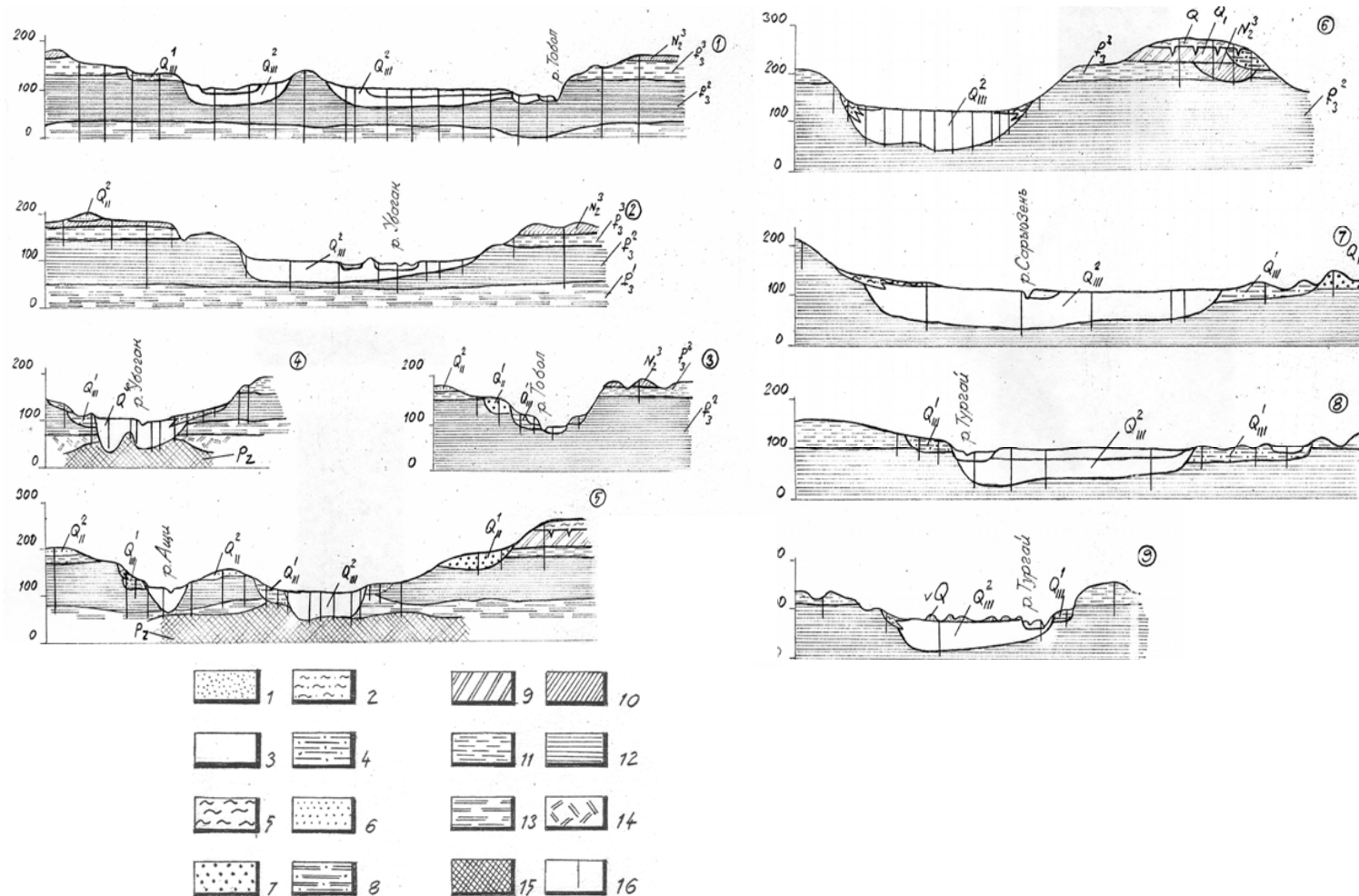


Рис. 13. Разрезы Тургайской ложбины

Отложения: 1 – эоловые; 2 – склоновые; 3 – Тургайской ложбины; 4 – сквозной террасы; 5 – субэральные эоплейстоценовые; 6 – самаровские перигляциальные; 7 – тобольские аллювиальные; 8 – аллювиальные; 9 – аллювиально-озерные; 10 – аллювиальные. Палеогеновые: 11 – континентальные; 12, 13 – морские; 14 – мезозойская кора выветривания; 15 – породы фундамента; 16 – скважины

ний, перекрывающих древний тальвег Тургайской ложбины. Разница гипсометрических отметок погребенных тальвегов ложбин составляет около 10-15 м (рис. 13, профиль 1). Широкий отрезок современной долины Тобола, прорезающий Тобол-Убаганское междуречье, между селами Усть-Уйское и Прорывное, однозначно моложе Донкинской ложбины. В нем нет террас, древнее позднеплейстоценовых. Этот отрезок современной долины Тобола обязан своим «внезапным» рождением явлению перехвата. Самым интересным и заслуживающим внимания здесь является то, что эту «агрессию» по отношению к большой реке проявил маленький ручеек, расчленивший западный склон Тургайской ложбины. «Агрессивность» этого ручейка могла быть обусловлена только внезапным понижением (спадом) ее устья, случившимся синхронно с резким эрозионным врезом древнего тальвега ложбины.

Судя по морфологии долины Тобола на ее новом участке, это явление произошло не раньше позднего плейстоцена. Притом его формирование было обусловлено именно прорывом вод Тобола в Убаган. Остается лишь поражаться, как часто житейские наблюдения человека, уходящие в глубокую древность задолго до появления научных знаний, через топонимику раскрывают суть природных явлений. Откуда же иначе появилось здесь название села Прорывное?

Если же оставить «лирику» и вернуться к рассматриваемой проблеме, то становится очевидным, что резкая активизация эрозии, сопровождавшаяся формированием древнего тальвега Тургайской ложбины, произошла уже после «предвюрмского вреза». Эту фазу активизации эрозии в Тургайской ложбине обозначим как «*позднекаргинскую*». Если тектоническую предопределенность «предвюрмского эрозионного вреза» можно считать очевидной, то этого не скажешь относительно вреза, сформировавшего древний тальвег ложбины. Морфологические и геологические признаки большой эрозионной и транспортирующей силы водного потока, непродолжительность стока при его значительном объеме – все это свидетельствует о своеобразии палеогеографической обстановки времени формирования сквозной Тургайской ложбины.

Именно «позднекаргинская эрозия» сделала Тургайскую ложбину основным структурообразующим элементом, объединяющим («стягивающим») речную сеть юга Западной Сибири и Тургайской столовой страны в единую систему. Формированию этой системы предшествовало событие, которое и стало решающим в длительной истории становления Тургайской ложбины.

Речь идет о перехвате стока Иртышского бассейна бассейном Иргиза. Предвюрмский врез оставил яркий морфологический след в долинах рек Иргизского бассейна. Однако более существенной была здесь «*позднекаргинская активизация эрозионных процессов*». Она была предопределена резким оживлением тектонических движений в северной части Туранской плиты, сопровождавшимся обособлением обширных депрессий. Это привело к еще большему разрыву (градиенту) базисов эрозии рек Тургайского

и Иргизского бассейнов. *Опускание* некоторых депрессий Турана, в том числе и котловины Аральского моря, могло стать причиной активизации эрозионного вреза рек Иргизского бассейна. Активная регрессивная эрозия в истоках одного из предполагаемых притоков Иргиза (р. Акшаганак) могла стать причиной прорыва Туемойнакского порога с образованием на его месте «горловины», являющейся наиболее узкой частью всей Тургайской ложбины (рис. 13, профиль 9). Прорыв Туемойнакского порога вызвал углубление ложбины в контурах Тургайского порога и образование ее современного, сквозного контура.

Ниже Туемойнакского порога ложбина унаследовала элементы речной сети Иргизского бассейна – долину Акшиганака и ее южное продолжение, сохранившееся в современном рельефе в виде мертвой Иргизско-Акеспинской ложбины. Она хорошо прослеживается на материалах космической съемки от пос. Иргиз до пос. Акеспе на берегу Аральского моря.

По материалам геологической съемки (данные И.В. Овчинникова и С.О. Хондкарина), в разрезе осадков, выполняющих эту, ныне мертвую, ложбину стока, выделяются несколько пачек. Описание их приведено здесь по работе (Бобоедова, 1971). «Выделяются 3 пачки: нижняя глинисто-алевритовая (до 1 м), средняя (15-20 м) и верхняя (18-23 м) песчаные.

Характер осадков и взаимоотношение пачек весьма близки таковым отложений, развитых в южной части Тургайской ложбины. Нижняя глинисто-алевритовая пачка распространена значительно меньше верхних и приурочена к наиболее глубоким депрессиям погребенного эрозионного рельефа. Представлена она песчаными глинами, иногда с раковинным детритом, алевритами и прослоями песков. В основании ее нередко залегает базальный горизонт, состоящий из гравия и мелкой гальки кварца и местных палеогеновых и неогеновых пород. Среднюю пачку составляют тонко- и мелкозернистые алевритовые пески с прослоями алевритов, а верхнюю – преимущественно мелко- и среднезернистые пески» (Бобоедова, 1971 с. 20).

Верхняя часть песков, как и в Челкарской ложбине, преобразована в золотые массивы. А.А. Бобоедова считает, что описанные отложения «идеально увязываются по контурам с откартированными отложениями Тургайской ложбины и являются, следовательно, непосредственным их продолжением». Таким образом, становление сквозной Тургайской ложбины в современных ее контурах в позднем плейстоцене подтверждается и геологическими и геоморфологическими данными. Заложение ее, возможно, произошло несколько раньше образования тальвега, погребенного под вышеохарактеризованными осадками. Геологи, на материалы которых ссылается А.А. Бобоедова, отмечают еще одну аллювиальную толщу как отложения «древней долины», прослеживаемой вдоль Иргизско-Акеспинской ложбины. Эта аллювиальная толща, на наш взгляд, коррелирует с поверхностью липовской террасы.

Рассматривая морфологию и осадки Тургайской ложбины в первой половине позднего плейстоцена (казанцевско-ермаковский цикл), мы от-

метили наличие в контурах Туемойнакского порога фрагмента липовской террасы и высказали предположение о возможной связи Тургайского бассейна с Иргизским. Наличие вдоль Иргизско-Акеспинской ложбины более древней аллювиальной толщи делает предположение более обоснованным.

Если даже допустить более древнее казанцевское время оформления современного рисунка сквозной Тургайской ложбины, это предположение не дает основу для объяснения тех специфических особенностей формирования древнего тальвега ложбины, о которых мы говорили выше. Река Иргиз, водосбор которой и в плейстоцене, как и сейчас, находился в семиаридных климато-ландшафтных условиях, не обладала большим объемом стока. Перехват одним из ее притоков стока Тургайского бассейна, характеризовавшегося, надо полагать, так же, как и сейчас, низкими значениями стока, не мог вызвать активную глубинную эрозию даже при значительной разнице базисов эрозии. К тому же ни в пределах самой Туемойнакской горловины, ни выше, в сторону Тургайского порога, не наблюдаются резкие перепады продольного профиля древнего тальвега, вызванные регрессивной эрозией, которая последовала бы после перехвата Иргизским бассейном стока Тургайского бассейна.

Изложенный материал наталкивает на мысль, что исходной причиной образования сквозной Тургайской ложбины, помимо явления перехвата, определившего ее рисунок, был сток талой воды от ледниковых покровов, сконцентрировавшийся в переуглублениях, особенно хорошо выраженных в низовьях рек Иртышского бассейна (самого Иртыша и Тобола). Выработка этих переуглублений в позднем плейстоцене могла быть однофазовой и совпасть во времени с «предвюрмским врезом». Впоследствии контуры этих переуглублений были заняты ингрессионными заливами Карского моря типа современной Обской губы, функционировавшими перманентно в течение большей части позднего плейстоцена, по крайней мере, до эпохи сартанского оледенения. Выработка этих переуглублений могла быть и цикличной, и последний, наиболее молодой цикл мог совпасть с фазой оживления эрозионных процессов в позднекаргинское время.

В любом из предлагаемых сценариев для рек, стекавших с юга, базисом эрозии служили уровни подпрудных водоемов, тесно сопряженных, в свою очередь, с уровнем вод ингрессионного бассейна. Эта единая водная система с режимом морских и субконтинентальных водоемов сыграла немаловажную роль в проявлении эрозионно-аккумулятивных процессов в долинах рек, для которых она была базисом эрозии.

Более вероятен вариант образования сквозной Тургайской ложбины во второй половине позднего плейстоцена. Эрозионный врез первой половины позднего плейстоцена (табл. 1) создал благоприятные предпосылки для достижения водами подпрудного водоема, образовавшегося в низовьях Тобола, уровня внутриложбинного водораздела. В контурах последнего, даже с учетом новейших, постплейстоценовых поднятий, древний тальвег и сегодня лежит всего на абс. отметках 25-30 м. Воды подпрудного озера, возможно, Позднепреображенского (Волков и др., 1964), во второй поло-

вине позднего плейстоцена, очевидно, поднялись до уровня внутриложбинного водораздела. Последующее действие стока из подпрудного водоема имело прорывной характер. Этому в какой-то степени способствовал низкий базис рек Иргизского бассейна. Прорыв одним из его притоков Туемойнакского порога предопределил интеграцию рек Тургайского и Иртышского бассейнов в единую систему. Прорывной характер эрозионного вреза определил относительно ровный характер продольного профиля формирующегося тальвега и большую глубину его вреза. Образовался настоящий спиллвей. Выше Туемойнакской горловины, включая контуры Тургайского порога, его врез относительно поверхности липовской террасы составляет 70-90 м (табл. 1).

Единственная радиоуглеродная датировка, полученная из отложений Тургайской ложбины (Астахов и др., 1978), не противоречит изложенному сценарию событий, приведших к образованию сквозной Тургайской ложбины. Эта датировка получена по древесине, отобранной в керне скважины на глубине 75-77,5 м из песков, залегающих на погребенном тальвеге ложбины. Возраст древесины, $28\,800 \pm 800$ л.т.н., оказался равным времени каргинского межстадиала, фазе его верхнелобановского потепления (29-24 т.л.н.).

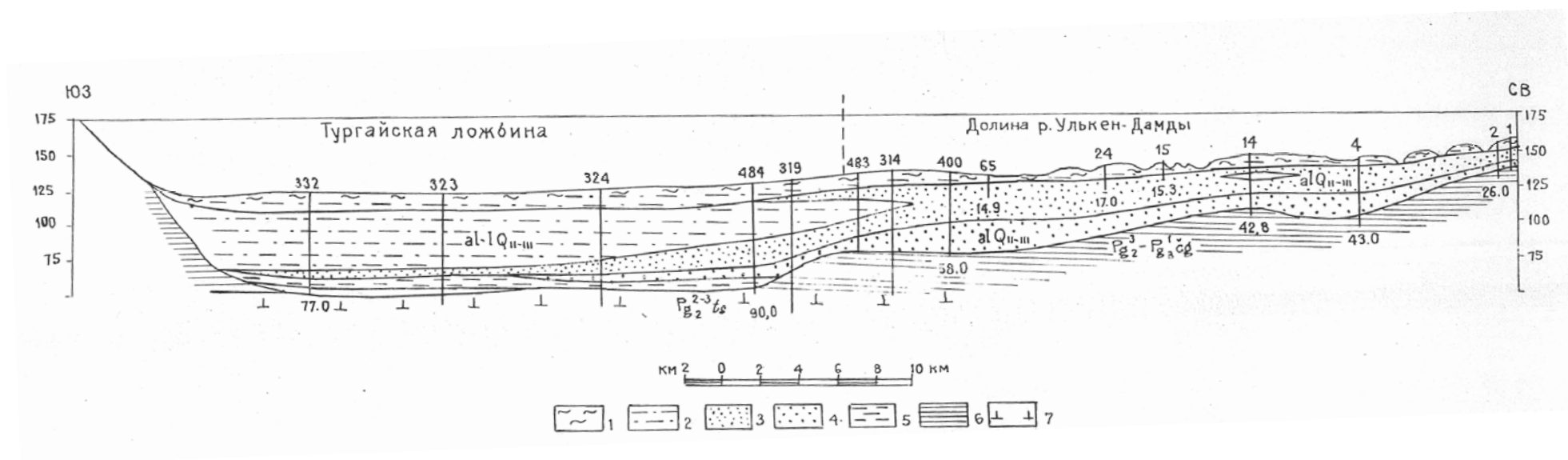


Рис. 14. Взаимоотношение отложений Тургайской ложбины с аллювием р. Улькен-Дамбы
 1 – суглинки; 2 – песчаные глины; 3 – пески разномерные; 4 – песчано-гравийные отложения;
 5 – алеврит; 6 – глины чеганские; 7 – опоки.

ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование эрозионной сети Арало-Иртышского региона имеет длительную историю. В структуре современной речной сети сохранились морфологические элементы, оставшиеся со времени функционирования плиоценовых речных долин. С самого начала заложения реки принадлежали двум бассейнам – Арктическому и Аральскому. Водоразделом между этими бассейнами являлось Центральное Тургайское поднятие, выраженное в рельефе в виде Тургайского плато. Оно выступало как орографический барьер или своеобразный порог на пути возможного стока талых ледниковых вод Арктического бассейна в Аральский.

Территория водосбора Северного Приаралья, находившаяся, как и сейчас, в течение всего плиоцен-четвертичного времени в условиях семиаридной и аридной климато-ландшафтных обстановок, сохранила следы неоднократного обводнения. В современном рельефе они сохранились в виде «мертвых» ложбин разной возрастной генерации; устьевых частей «обезглавленных» рек; обширных депрессий, выполненных четвертичными отложениями водного происхождения. Такая масштабная обводненность семиаридных областей не могла быть обеспечена стоком местных рек. Оказались пророческими представления ученых, увязывавших эту обводненность со стоком, «привнесенным извне». Изложенный материал подтверждает эти представления. Таким поставщиком стока в аридные районы Северного Приаралья в плейстоцене была Тургайская ложбина.

Образование Тургайской ложбины не было одноактным событием. Историю ее становления и развития необходимо разделить на *два периода*, отличавшиеся своеобразием проявления основных факторов флювиального морфогенеза, прежде всего, тектонического режима и климатических условий, отразившихся на «судьбе» Тургайской ложбины. *На первый, начальный, период* приходится функционирование прарек тобольского времени и постепенная их деградация к концу тазовского оледенения (рис. 15). Флювиальный морфогенез в этот период характеризовался следующими отличительными признаками:

- 1) небольшой амплитудой вреза речных долин в аккумулятивную поверхность неогеновых и эоплейстоценовых равнин, сохранивших к этому времени свои уникальные, реликтовые морфологические черты. Эти равнины имели исключительно ровную, слабо дифференцированную по уклонам поверхность;

- 2) ярко выраженной констративной фазой развития русловых процессов, сопровождавшихся накоплением мощной толщи перигляциального аллювия с одновременным подъемом русел рек и выходом их на низкие междуречья. Последствия этих процессов привели к *рассредоточению* стока и *обводнению* обширных территорий. Гидросеть этого времени на Кустанайской, Ишимской равнинах представляла собой, скорее всего, систему застойных и полупроточных водоев, связанных между собой, в силу

1 – южная часть Западно-Сибирской равнины и ее орографические части: 1а – Миасская равнина; 1б – приподнятая часть Ишимской равнины; 1в – Ишимская равнина; 1г – эоплейстоценовая эрозионно-аккумулятивная равнина Зауралья; 1д – Кустанайская равнина; 1е – Тюнтьюгурская равнина. 2 – Тургайское плато и его составные части: 2а – Терсекское плато; 2б – Улькойское плато; 2в – Тасты-Маркасайское плато; 2г – уровень (180-220 м) среднеплейстоценового педиплена; 2д – уровень неогеновой полигенетической поверхности выравнивания. 3 – равнины южного Тургая и северного Приаралья: 3а – уровень неогеновой полигенетической поверхности выравнивания. Уровни педипленов: 3б – эоплейстоценового; 3в – среднеплейстоценового; 3г – субаквальные равнины в эпоху максимального обводнения в среднем плейстоцене. 4 – Фрагменты древних пенипленов: 4а – Зауралья; 4б – Казахского щита. 5 – среднеплейстоценовый подпрудный водоем («Сузгунское озеро») и сопряженная с ним речная сеть; 6 – направление стока в эпоху тобольского межледниковья; 7 – направление стока в эпоху самаровского оледенения; 8 – места перехвата стока; 9 – линия водораздела между бассейнами рек Иртышского и Аральского бассейнов

слабой дифференциации орографических уклонов, обширными протоками с крайне малым эрозионным потенциалом. Широкому обводнению плоских равнин способствовал и термокарст, связанный с вытаяванием многолетней мерзлоты в межсезонье, и особенно в фазы потепления климата в течение краткосрочных (десятилетних) и долгосрочных (вековых) флуктуаций климатических условий;

3) более сложной структурой речной сети в обоих бассейнах. Стержнем речной системы Иртышского бассейна служила прарека, долина которой сохранилась в виде мертвой Сапсынагашской ложбины и самой Тургайской ложбины к северу от котловины оз. Сарымоин. Реки Северного Приаралья Акшийским поднятием были разделены на два бассейна. На западе функционировала мощная прарека (Челкар) с большим количеством правобережных притоков, стекавших с Мугоджар. Эта река оставила четко выраженную долину в виде ныне мертвой Челкарской ложбины. Гидросеть восточной части Северного Приаралья, скорее всего, представляла собой систему полупроточных водоемов, сбрасывающих свои воды, как полагал А.П. Яншин, в низовья Сыр-Дарьи;

4) высокими абс. отметками Тургайского порога на пути возможного сброса вод Иртышского бассейна в Аральский. В современном рельефе этим отметкам соответствует уровень педимента, сформировавшего в контурах Тургайского порога сквозной меридиональный «проход» или «коридор» на абс. отметках 180-200 м. Его отметки соответствуют уровню IV (тобольской) террасы Убагана и современного дна Сапсынагашской ложбины. Иными словами, в рассматриваемый период имелись благоприятные геоморфологические предпосылки для сброса вод Иртышского бассейна в Аральский. Этот сброс, судя по широкому развитию в восточной части Южного Тургая водных отложений перигляциального типа, скорее всего, имел место. Очевидно, он был непродолжительным и в силу близких отметок базисов эрозии сопряженных бассейнов, относительно спокойным;

5) слабым отражением колебания уровня Арктических морей, связанного с гляциоэвстатическими явлениями, на характере эрозионно-

аккумулятивных процессов в долинах рек Иртышского бассейна. Водопримником последних явилось, очевидно, Сузгунское подпрудное озеро, связь которого с водами Арктических морей остается пока не определенной. По крайней мере, представления о среднеплейстоценовом стоке подпрудного «Мансийского озера-моря» по сквозной Тургайской ложбине в Аральское море не подтверждается имеющимся фактическим материалом.

Второй период развития речной сети Арало-Иртышского региона начинается на рубеже среднего и позднего плейстоцена. Общим признаком этого периода является *прогрессивное углубление долин рек*. Последствия этого явления выразились:

во-первых, в трансформации характера эрозионно-аккумулятивных процессов. В среднем плейстоцене сток и связанные с ним эрозионно-аккумулятивные процессы в контурах некоторых рассмотренных орографических элементов внеледниковой зоны (Кустанайская, Ишимская равнины; Южный Тургай и Северное Приаралье) имели рассредоточенный характер и проявились на обширных площадях. В позднем плейстоцене сток концентрируется в речных долинах. Эта концентрация происходит в две фазы последовательного эрозионного вреза рек – в начале позднего плейстоцена – казанцевское («предвюрмское») время и в позднекаргинское время;

во-вторых, снижением различий (или градиента) высотных отметок между поверхностью Тургайского порога и акваторией единой водной системы, представленной уровнем ингрессионных бассейнов и подпрудных водоемов. Пропорционально снижению этого градиента возрастала возможность переброса избыточной части талого стока через орографический барьер (Тургайский порог) в бассейн Арала.

С первой, предвюрмской, фазой эрозионного вреза рек связано образование сквозной липовской террасы (рис. 16). Поверхность последней прорезает Тургайский порог, но существенно теряет свою морфологическую выраженность в контурах Южного Тургая. Значительный объем стока рассредоточивается в локальных депрессиях восточной части Южного Тургая. К этому же времени относится, по-видимому, преодоление стоком Туемойнакского порога и интеграция речной сети Тургайского и Иргизского бассейнов в единую дренажную систему. Это произошло, очевидно, на последних стадиях функционирования стока, сформировавшего поверхность липовской террасы. Стержнем этой системы была нижняя часть долины Тургая и Иргизско-Акеспинская ложбина во время формирования ее «древней» террасы. Судя по небольшой мощности аллювия липовской террасы в контурах Туемойнакского порога, сток по этой системе был непродолжительным и, видимо, спокойным вследствие небольших различий базисов эрозии сопряженных бассейнов.

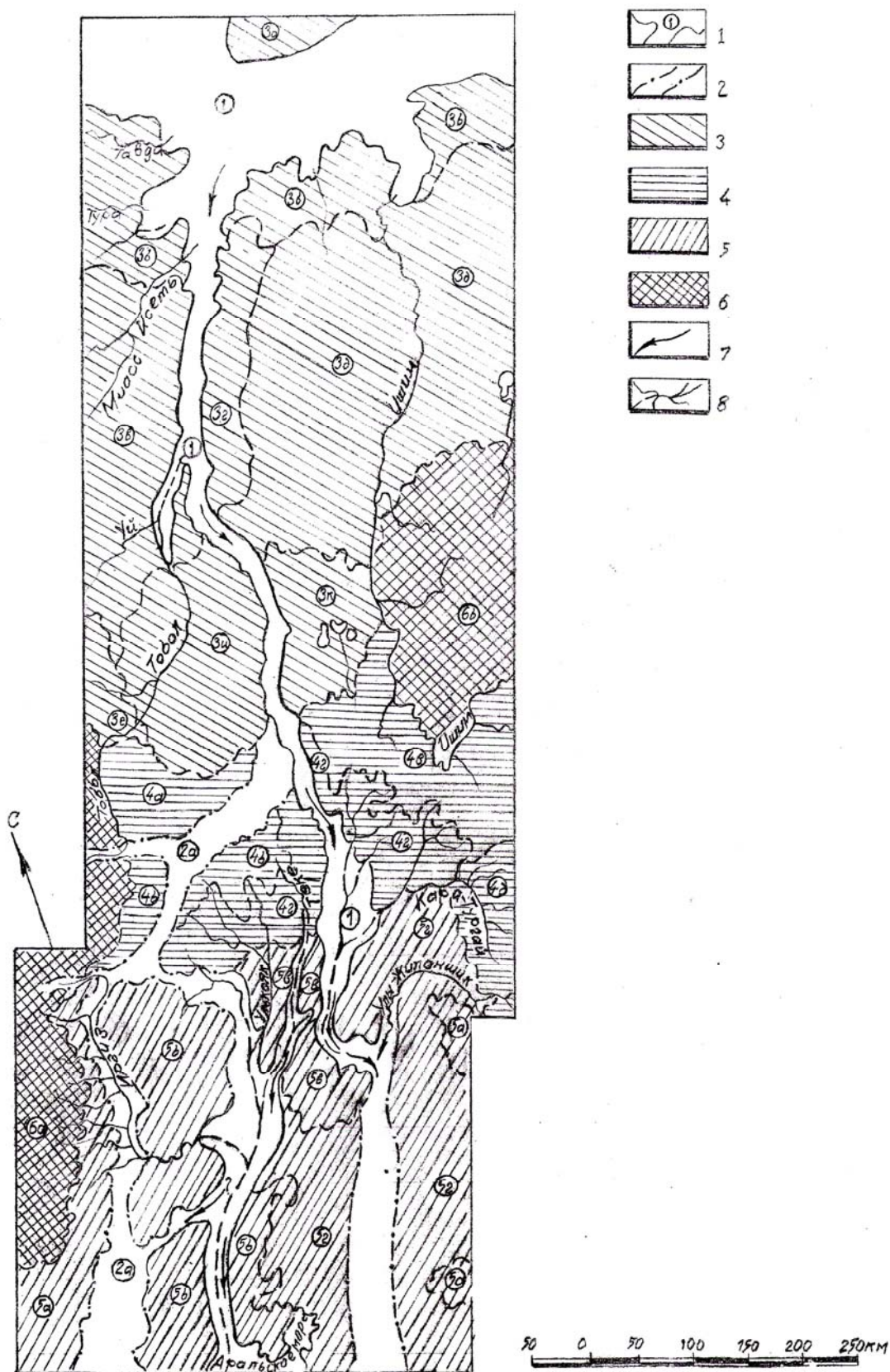


Рис. 16. Структура эрозионной сети Арало-Иртышского региона в эпоху формирования липовской террасы (первая половина позднего плейстоцена):

1 – контур подпрудного водоема и ложбины стока; 2 – реликты речных долин среднеплейстоценовой эпохи; 3 – южная часть Западной Сибири и ее орографические единицы: 3а – Тобольский материк; 3б – его возрастные аналоги по левобережью Иртыша и в Кондинской низине; 3в – Миасская равнина; 3г – приподнятая часть Ишимской равнины; 3д – Ишимская равнина; 3е – эоплейстоценовая эрозионно-аккумулятивная равнина Зауралья; 3и – Кустанайская равнина; 3к – Тюнтюгурская равнина; 4 – Тургайское плато и его орографические части: 4а – Терсекское плато; 4б – Улькоякское плато; 4в – Тасты-Маркасайское плато; 4г – уровень (180-220 м) среднеплейстоценового педиплена; 4д – неогеновая полигенетическая поверхность выравнивания; 5 – равнины южного Тургая и северного Приаралья: 5а – неогеновая полигенетическая поверхность выравнивания; уровни педипленов: 5б – эоплейстоценового; 5в – среднеплейстоценового; 5г – субаквальные равнины эпохи среднеплейстоценового обводнения; 6 – фрагменты древних пенепленов: 6а – Зауралья; 6б – Казахского щита; 7 – направление стока; 8 – контуры современных речных долин вне ложбин стока

Позднекаргинский эрозионный врез (рис. 17) свел к минимуму разницу отметок поверхности Тургайского порога и акватории подпрудного водоема (Позднепреображенского озера?). Сток талых вод, достигнув порога, «прорвал» его, углубив тальвег ложбины по отношению к поверхности липовской террасы на глубину 70-90 м. Резкая дифференциация тектонических движений Туранской плиты в позднем плейстоцене предопределила существенную разницу базисов эрозии рек Иртышского и Тургайского бассейнов. Река, дренирующая ложбину, имела большие скорости течения, соответственно, и большой эрозионный потенциал. Сток этот, несмотря на значительный объем и бурную эрозионную деятельность, был непродолжительным. Это доказывается невыработанным продольным профилем древних тальвегов притоков ложбины, сопряженных с нею в единую эрозионную систему. В профиле тальвегов притоков, в зоне сочленения с ложбиной, как было отмечено выше, обычны «висячие» пороги. Они лишний раз свидетельствуют, что эрозионный врез притоков не последовал за быстрым углублением тальвега ложбины, в размыве которого, в отличие от стока притоков, существенное участие принимала составляющая его избыточности, обеспеченная водами подпрудных водоемов. Интенсивный сток талых вод по ложбине в период выработки ее тальвега привел к образованию глубокой, не менее 100-120-метровой, эрозионной долины типа спиллвея.

Морфологически оформленная Тургайская ложбина современного облика, образовавшаяся после прорыва Туемойнакского порога, как можно судить по изложенному материалу, существует с начала позднего плейстоцена. Однако сток по ней не был постоянным; он носил циклический характер и регулировался режимом и условиями основных факторов флювиального морфогенеза. Весьма существенным, несомненно, был режим тектонических движений в контурах Тургайского порога. Их тренд, как отмечалось выше, с позднего плиоцена был перманентно восходящим.

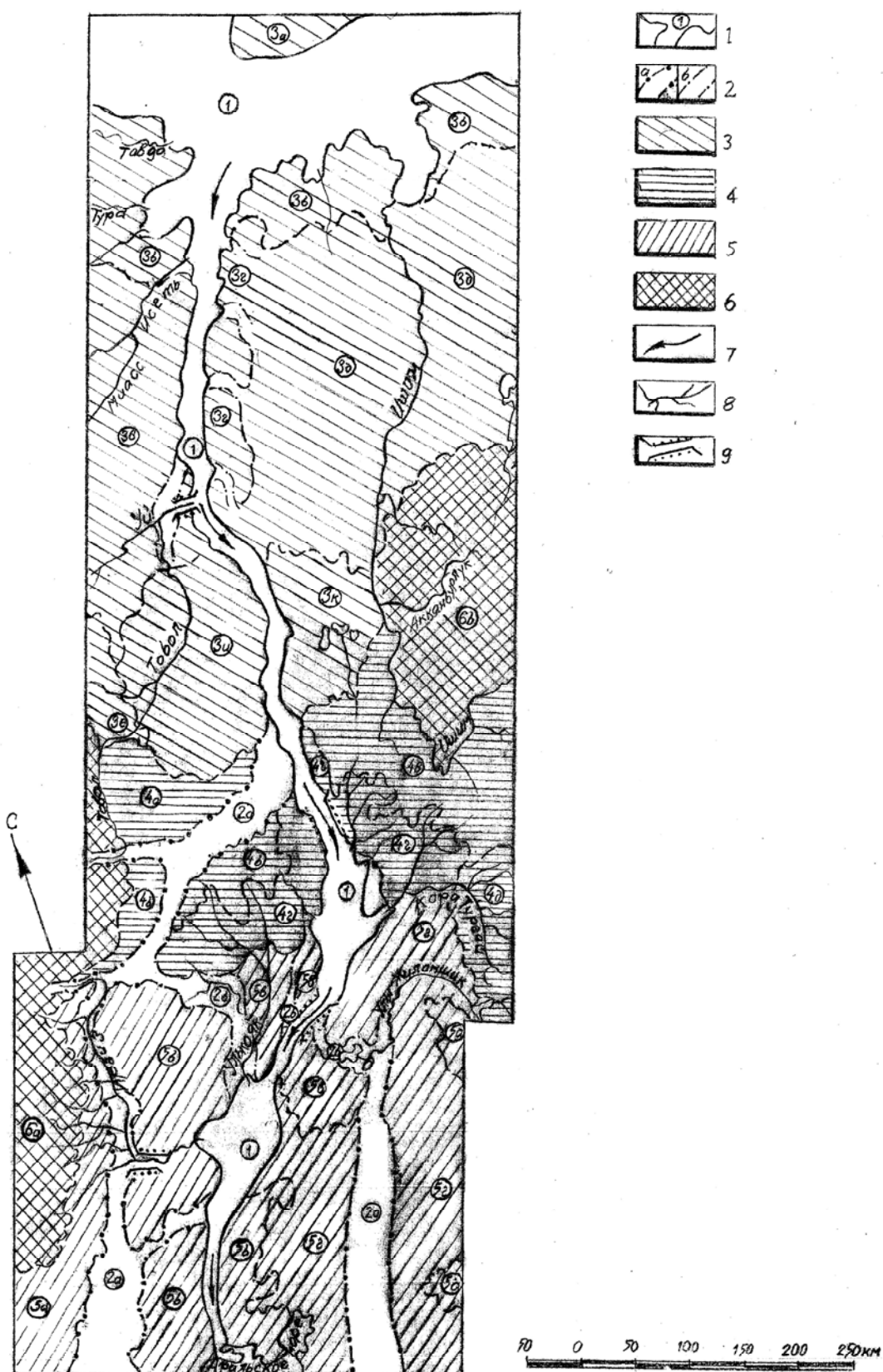


Рис. 17. Структура эрозионной сети Арало-Иртышского региона в эпоху образования Тургайского спиллвея (вторая половина позднего плейстоцена):

1 – контуры Тургайского спиллвея и подпрудного водоема в низовьях Тобола; 2 – контуры ложбин стока в эпохи: а – самаровского оледенения, б – формирования липовской террасы; 3 – южная часть Западной Сибири и ее орографические единицы: 3а – Тобольский материк; 3б – его возрастные аналоги по левобережью Иртыша и в Кондинской низине; 3в – Миасская равнина; 3г – приподнятая часть Ишимской равнины; 3д – Ишимская равнина; 3е – эоплейстоценовая эрозионно-аккумулятивная равнина Зауралья; 3и – Кустанайская равнина; 3к – Тюнтюгурская равнина; 4 – Тургайское плато и его орографические части: 4а – Терсекское плато; 4б – Улькоякское плато; 4в – Тасты-Маркасайское плато; 4г – уровень (180-220 м) среднеплейстоценового педиплена; 4д – неогеновая полигенетическая поверхность выравнивания; 5 – равнины южного Тургая и северного Приаралья: 5а – неогеновая полигенетическая поверхность выравнивания; уровни педипленов: 5б – эоплейстоценового; 5в – среднеплейстоценового; 5г – субаквальные равнины эпохи среднеплейстоценового обводнения; 6 – фрагменты древних пенеппленов: 6а – Зауралья; 6б – Казахского щита; 7 – направление стока; 8 – контуры современных речных долин вне ложбин стока; 9 – места перехвата стока

Однако возможность преодоления орографического барьера, обусловленного этими движениями, определялась не столько амплитудой движений, а сколько их временным соотношением к основным климатическим ритмам плейстоцена.

Эпохам оледенений с общим изменением климатических условий в сторону сухости едва ли были свойственны реки с большим объемом стока. В эти эпохи сток по ложбине прекращался. В это время в контурах Тургайского порога, где отсутствовала постоянная дренажная система, на дне ложбины, в обширных неглубоких озерах, сохранившихся от предшествующей межледниковой эпохи, шло интенсивное накопление не только озерных, но и склоновых отложений. Многие из этих озер были связаны между собой широкими вялыми протоками. К северу от Тургайского порога, особенно в пределах Курганской и Тюменской областей, происходит постепенная фациальная смена склоновых, озерных, озерно-аллювиальных осадков аллювиально-озерными и озерными осадками с ленточноподобной слоистостью, весьма характерной для застойных, полупроточных подпруженных водоемов (искинская толща, осадки липовской террасы).

Палеоландшафтная обстановка накопления основной глинистой части разреза отложений ложбины в контурах Тургайского порога восстанавливается абсолютным большинством исследователей (Бобоедова, 1979; Городецкая, 1970 и др.) на редкость одинаково. Оригинальностью отличаются лишь представления И.Л. Зайонца и Р.З. Кубринского (1982) об ингрессии в Тургайскую ложбину вод Аральского моря, правда, без надежного на то геологического и геоморфологического обоснования. Изложенный материал не увязывается и с их категорическим отрицанием циклического, неоднократно возобновленного стока через Тургайский порог на равнины Южного Тургая и Северного Приаралья.

Система ныне деградировавших древних ложбин стока двух возрастных генераций, глубокооврезанная сквозная Тургайская ложбина, значительная мощность субаквальных отложений преимущественно аллювиально-озерного происхождения – свидетельствуют о трехкратном широко-

масштабном обводнении равнин Южного Тургая и Северного Приаралья. Эти равнины в прошлые эпохи плейстоцена, как и сейчас, развивались преимущественно в аридных условиях. Имевшие место изменения климатоландшафтной обстановки и связанные с ними колебания объема стока местных рек не могли обеспечить столь существенное обводнение этих равнин. Подтверждается точка зрения И.П. Герасимова (1937), увязавшего эту обводненность со «стоком, привнесенным извне».

Первая фаза обводнения, соответствующая по времени среднему плейстоцену, в силу своей рассредоточенности, за исключением Челкарской ложбины, не оставила ярких морфологических следов на равнинах Южного Тургая и Северного Приаралья. Но именно в это время водами рек Иртышского бассейна, возможно, был преодолен Тургайский порог.

Общий рисунок Тургайской ложбины, близкий к современному, сложился во вторую фазу и был предопределен «предвюрмским врезом». Именно этот врез объединил реки, принадлежащие разным бассейнам (Иртышскому, Тургайскому и Иргизскому) в единую систему. Однако вследствие еще относительно высокого и близкого положения базисов эрозии сопряженных бассейнов «стягивающий» эффект ложбины оставался относительно низким. Сквозной характер ложбины в значительной степени восстанавливается по геологическим данным, нежели по геоморфологическим.

Истинно «сквозной» Тургайская ложбина становится в третью фазу обводнения равнин Южного Тургая и Северного Приаралья – в позднекарагинское время. Эрозия этого времени, выработавшая древний тальвег ложбины, имеет прорывной характер вод подпрудных водоемов, а морфология самой ложбины в контурах орографических барьеров (Тургайского и Туе-мойнакского порогов) приобретает вид настоящих спиллвеев.

Лик земной поверхности несет на себе удивительные по своей морфологической выраженности и притягательной силе творения природы. Некоторые из них образовались в результате проявления катастрофических процессов (извержения вулканов, падения метеоритов, интенсивных землетрясений и т. д.). Другие формировались в течение долгого геологического времени на протяжении сотен тысяч и миллионов лет. Образование Тургайской ложбины относится к числу последних. В ее становлении основную роль сыграли водные потоки одной из величайших равнин мира – Западно-Сибирской. В эпохи четвертичных оледенений, когда полярные области Западной Сибири представляли собой скованные мерзлотой ледниковые щиты, свободный сток ее рек в моря Арктического бассейна был существенно затруднен. В эпохи таяния ледниковых щитов по их периферии, обращенной к равнине, образовались обширные подпрудные водоемы, питаемые талыми водами. В балансе поверхностного стока водных систем талые воды представляли собой как бы его «избыточную» часть, привнесенную в систему изменениями внешнего, в основном климатического, фактора. Эта часть стока, не вмещающаяся в границы системы, искала себе новые пути выхода из нее. Одним из таких путей, приспособлен-

ных для «сброса» избыточного стока рек Западной Сибири, стала Тургайская ложбина.

Подводя итог всему вышесказанному, отметим следующее. Изменение объема стока, обусловленное глубокими перестройками климато-ландшафтных условий в ледниковой зоне, наряду с геодинамикой литосферы, было главнейшей причиной последовательной перестройки дренажной системы Арало-Иртышского региона. В структуре этой системы в течение всего плейстоцена составные части Тургайской ложбины выступали в качестве основного функционального звена по сбросу вод Иртышского бассейна в Аральский.

И последнее. В интересной и поучительной истории развития речной сети Арало-Иртышского региона невозможно обойти драматические события, развивавшиеся в последние десятилетия на наших глазах. Речь идет об агонии Аральского моря – конечного водоприемника стока среднеазиатских, а когда-то сибирских рек. В цепи факторов, вызвавших это стихийное бедствие, важная роль, несомненно, принадлежит человеку, направлявшему свою необузданную энергию на реализацию благих намерений, обернувшихся, вместе с природными процессами, настоящей экологической катастрофой.

Список литературы

1. Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. и др. Радиоуглеродная хронология и ландшафты липовско-новоселовского межстадиала Западной Сибири (по данным изучения разреза у с. Липовка). Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований : материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск. Изд-во СО РАН, 2009. С. 44-47.
2. Архипов С.А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в антропогенном периоде. Опыт составления серии палеогеографических карт // Основные проблемы изучения четвертичного периода. К VII Конгрессу INQUA (США, 1965). М.: Наука, 1965. С. 157-168.
3. Архипов С.А., Вдовин В.В., Мизеров Б.В., Николаев В.А. Западно-Сибирская равнина. М.: Наука, 1970. 278 с.
4. Архипов С.А., Панычев В.А. Террасы долины Оби. Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. С. 42-66.
5. Астапов А.П. Каталог стратиграфических разбивок разрезов континентального кайнозоя Тюменского Зауралья (по скважинам колонкового бурения) // Вопросы геологического картирования Западной Сибири и Северного Урала. Труды Зап.-Сиб. НИГНИ, вып. 153. Тюмень, 1980.
6. Астахов В.И. Карский ледниковый центр и система стока Западной Сибири // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск: Наука, 1979. С. 77-82.
7. Астахов В.И., Гросвальд М.Г. Новые данные о возрасте осадков Тургайской ложбины // ДАН. 1978. Т. 242, №4.
8. Астахов В.И. Средний и поздний неоплейстоцен ледниковой зоны Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: ГЕОС, 2009. №69. С. 8-24.
9. Бобоедова А.А. О происхождении Тургайской ложбины // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 187-197.
10. Бобоедова А.А. Возможные возрастные аналоги тобольской свиты в Тургайском прогибе. М.: Наука, 1966. С. 82-87.
11. Бобоедова А.А. Разделы «верхний миоцен – нижний плиоцен» – «четвертичная система» в гл. «Стратиграфия» // Геология СССР. Т. XXXIV, кн. 1. М.: Недра, 1971. С. 425-500.
12. Бобоедова А.А. Тургайская ложбина в связи с проблемой переброски части вод Обь-Иртышского бассейна в Среднюю Азию // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. С. 15-22.
13. Брызгалова М.М., Биджиев Р.А. История морских бассейнов севера Западной Сибири // Известия АН СССР. Сер. географическая. 1986. №1. С. 81-93.

14. Бондарева Т.П., Самодуров В.И. О новой свите отложений плиоцена в восточной части Тургайского прогиба // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1957. Т. 32, №6. С. 93-100.
15. Буслов М.М., Кох Д.А., Де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по данным трекового датирования апатитов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. С. 862-870.
16. Буслов М.М., Кох Д.А. Плиоцен-четвертичная тектоника и геодинамика Центральной Азии и Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 97-98.
17. Бутаков Г.П. Плейстоценовый перигляциал на востоке Русской равнины. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1986. 144 с.
18. Быков Г.Е. Древние долины Абуго-Тобольского водораздела // Изв. Гос. геогр. общ-ва. 1938. №6. С. 688-702.
19. Величко А.А., Тимирева С.Н., Кременецкий К.В. и др. Западно-Сибирская равнина в облике позднеледниковой пустыни // Известия РАН. Сер. географическая. 2007. №4. С. 16-28.
20. Волков И.А. О древних ложбинах стока Ишим-Тобольского междуречья // Четвертичная геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1964. С. 23-34.
21. Волков И.А., Волкова В.С. О позднеплейстоценовом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности // Четвертичная геология, геоморфология и палеогеография Сибири. Новосибирск: Тр. ИГГ СО АН СССР, 1964. С. 109-129.
22. Волков И.А., Волкова В.С. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965. С. 227-241.
23. Волкова В.С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск: Наука, 1966. 172 с.
24. Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 253 с.
25. Волков И.А., Волкова В.С., Гуртовая Е.Е. О возрасте верхней толщи западной части Обь-Иртышского междуречья // Плейстоцен Сибири и смежных областей. К IX Конгрессу INQUA. Новая Зеландия, 1973. М.: Наука, 1973. С. 40-45.
26. Волкова В.С., Волков И.А., Левина Т.П. О биостратиграфической характеристике и возрасте тобольской свиты Западной Сибири // Плейстоцен Сибири и смежных областей. К IX Конгрессу INQUA. Новая Зеландия, 1973. М.: Наука, 1973. С. 88-94.
27. Волкова В.С., Волков И.А. Великая приледниковая система стока Сибири: тез. докл. 4-го Всесоюз. симп. по истории озер. Л.; 1975. Т. 2. С. 133-139.

28. Волков И.А., Волкова В.С. Осадки трансгрессивных фаз плейстоценового Мансийского озера и великая система стока ледниковых вод Сибири и других областей Северного полушария. Новосибирск: Наука, 1981. С. 85-91.
29. Волкова В.С., Николаева И.В. Палинологическая характеристика отложений второй террасы Ишимского Прииртышья // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. К XI Конгрессу INQUA в СССР, Москва, 1982. Новосибирск: Наука, 1982. С. 82-88.
30. Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е. и др. Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск: Гео, 2003. 248 с.
31. Волкова В.С. Стратиграфия и палеогеография плейстоцена Западной Сибири: проблемы стратиграфии и палеогеографии // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М. 2009. №69. С. 25-31.
32. Генералов П.П. К истории развития эрозионной ложбины Убаган-Тобол-Иртыш-Обь // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. С. 61-66.
33. Геологическая карта Западного Казахстана. Масштаб 1: 500 000 / под ред. А.Л. Яншина. М.: ВАГТ, 1965.
34. Герасимов И.П. Основные черты развития современной поверхности Турана. Тр. Ин-та географии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. Вып. 25. 152 с.
35. Горецкий Г.И. Генетические типы и разновидности отложений перигляциальной формации // Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, 1961. С. 107-125.
36. Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М.: Наука. 1964, 415 с.
37. Городецкая М.Е. Морфоструктура и возраст рельефа равнин юга Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1964. №3. С. 41-48.
38. Городецкая М.Е. Геоморфология Тургайской ложбины в связи с проблемой переброски Западно-Сибирских вод в Среднюю Азию // Геоморфология. 1970. №3. С. 51-61.
39. Гуськов С.А. Средне-позднеплейстоценовые морские трансгрессии на севере Западной Сибири // Глобальные изменения климата и природной среды кайнозоя в Сибири / отв. ред. А.П. Деревянко. РАН, Сиб. отд-ние Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 40-47.
40. Дедков А.П. Избранные труды. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2008. 592 с.
41. Ерофеев В.С., Цеховский Ю.Г. Парагенетические ассоциации континентальных отложений. М.: Наука, 1983. 192 с.
42. Зарина Е.П., Каплянская Ф.А., Краснов И.И. и др. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности // Материалы ВСЕГЕИ. Сер. Четвертичная геология и геоморфология. 1961. Вып. 4.

43. Зайонц И.Л., Кубринский Р.З. Морская четвертичная трансгрессия в Тургайском прогибе // Геология антропогена севера Западной Сибири . Труды Зап.-Сиб. НИГНИ. Вып. 172. Тюмень, 1982. С. 75-80.
44. Земцов А.А. О стратотипах тобольского горизонта Среднего Приобья // Тобольский горизонт Сибирского плейстоцена. Новосибирск: Наука, Сиб отд-ние. 1975. С. 5-17.
45. Зыкина В.С. Ископаемые почвы – основа расчленения четвертичных субаэральных отложений Западной Сибири // Биостратиграфия и палеоклиматы плейстоцена Сибири. Новосибирск: Наука, 1986.
46. Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Изменение природной среды и климата позднего кайнозоя Западной Сибири // Глобальные изменения климата и природной среды кайнозоя в Сибири / отв. ред. А.П. Деревянко. РАН, Сиб. отд-ние. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 173-245.
47. Зыкин В.С., Зыкина В.С. Проблемы расчленения и корреляции четвертичных отложений юга Западно-Сибирской равнины // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2009. №69. С. 71-84.
48. Илларионов А.Г., Бобоедова А.А. К вопросу о происхождении Убаганно-Тургайской древней долины // Тезисы докладов Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 1961.
49. Илларионов А.Г. Некоторые новые данные о происхождении столовых равнин Тургайского прогиба // Географический сборник. 1966. №1. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1966. С. 60-64.
50. Илларионов А.Г. Новейшая тектоника. Геоморфология» // Геология СССР. Т. XXXIV, кн. 2. М.: Недра, 1971. С. 203-278.
51. Илларионов А.Г. Особенности строения и формирования речных долин Тургайского прогиба // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979. С. 22-33.
52. Илларионов А.Г. Наблюдения над процессами педипленизации на пластовых равнинах Тургайской столовой страны // Экзогенные процессы и окружающая среда. М.: Наука, 1990. С. 162-170.
53. Илларионов А.Г. Феномен неогенового цикла выравнивания рельефа // Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования. Материалы Иркутского геоморфологического семинара чтений памяти Н.А. Флоренсова. Иркутск, 2007. С. 34-37.
54. Илларионов А.Г. Проявление эоловых процессов в плейстоцене на юге Западной Сибири и их геоморфологические последствия // Геоморфология. 1989. №3. С. 65-70.
55. Илларионов А.Г. Происхождение и возраст Тургайской ложбины – уникального спиллвея Арало-Иртышского региона // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения. М.: Географический факультет МГУ, 2010. С. 424-426.
56. Илларионов А.Г. Причины и фазы обводнения равнин внеледниковой области Западной Сибири // Материалы научной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения В.Н. Сакса. Новосибирск: ИНГГ, 2011. С. 67-71.

57. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Стратиграфия плейстоценовых отложений низовий рек Иртыша и Тобола // Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия. Т. 145. М.: Недра, 1967. С. 82-134.
58. Кайе А. Плоскостной сток и выравнивание // Вопросы климатической и структурной геоморфологии. М.: Изд-во иностр. лит. 1959. С. 83-117.
59. Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука, 1981. 195 с.
60. Космический облик России. Дистанционная основа. Масштаб 1:5 000 000. Мин-во природн. ресурсов, ГУП, НИИКАМ, 1999.
61. Кошелев П.Я. К вопросу о возрасте Тургайской ложбины // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1960. №39.
62. Кошелев П.Я. Геоморфологическое строение и неоген-четвертичная история Тургайского прогиба // Материалы второго геоморфологического совещания. М., 1959. 27 с.
63. Кошелев П.Я., Михайлов Б.М. О морских миоценовых глинах Тургайского прогиба // Информ. сб. ВСЕГЕИ. 1960. №3. С. 114-120.
64. Крапивнер Р.Б. Геологическое строение Тобольского материка между городами Тобольском и Ханты-Мансийском // Материалы к проблеме геологии позднего кайнозоя. Л.: Изд-во НИИГА, 1969.
65. Кривоногов С.К. Семенная флора из отложений второй надпойменной террасы р. Иртыша на участке Большеречье – Тобольск // К XI Конгрессу INQUA в СССР. Москва, 1982. Новосибирск: Наука, 1982. С. 88-95.
66. Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Безрукова Е.В. и др. Изменение климата и природной среды центральной Азии в позднем кайнозое на основе изучения глубоководных скважин из оз. Байкал // Глобальные изменения климата и природной среды позднего кайнозоя Сибири / отв. ред. А.П. Деревянко. РАН, Сиб. отд-ние. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 11-105.
67. Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Шилова Г.Н. и др. Палеоклиматы и хронология средневюрмского мегаинтерстадиала на Западно-Сибирской равнине // ДАН. 2006. Т. 411, №4. С. 540-544.
68. Лавров В.В. Четвертичная история и морфология Северо-Тургайской равнины. Алма-Ата: Изд-во АН Каз. ССР, 1948. 126 с.
69. Лавров В.В. Отложения миоценового аральского горизонта и палеогеография озерного этапа на равнинах и в межгорных впадинах Зауралья // Великий озерный этап в неогеновой истории Зауралья и его палеоландшафты. Л.: Изд-во ГО СССР, 1979. С. 5-33.
70. Лавров А.С., Потапенко Л.П. Террасы нижней Оби: новые факторы и аргументы // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: материалы VI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 330-333.
71. Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1970. 320 с.

72. Мадерни У.Н. О последовательной смене комплексов пресноводных моллюсков в плиоценовых и четвертичных отложениях Тургайского прогиба // Материалы по четв. геол. и геоморф. Вып. 6. М., 1967. С. 276-291.
73. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 353 с.
74. Мартынов В.А., Мизеров Б.В., Шанцер Е.В. и др. Генетические типы четвертичных отложений в опорных разрезах внеледниковой и ледниковой зон Западно-Сибирской равнины // Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1976. С. 79-95.
75. Мартынов В.А., Мизеров Б.В. Эволюция речной сети Западной Сибири в кайнозое // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. С. 178-183.
76. Некрасов А.И., Рубина Н.В., Семочкина Т.Т. и др. К стратиграфии плейстоцена междуречья Тавды и Туры // Тр. Зап.-Сиб. НИИ геол.-разв. нефт. ин-та. Тюмень, 1981. Вып. 167. С. 14-22.
77. Матузко А.М. Фауна млекопитающих из тобольских отложений в разрезах Томского Приобья и Тобольского материка // Тобольский горизонт Сибирского плейстоцена. Тр. ин-та геологии и геофизики. Вып. 21. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. С. 51-56.
78. Николаев В.А. Аридно-денудационные склоны полупустынного Тургая // Вестн. МГУ. Сер. 5, география, 1966. №4. С. 72-76.
79. Николаев В.Н. Геоморфологические формации древних аллювиальных равнин Западной Сибири // Закономерности развития рельефа Северной Азии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. С. 47-58.
80. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В. Основные этапы формирования пойм равнинных рек // Геоморфология. 2011. №3. С. 20-31.
81. Сигов А.П. Третичная кустанайская свита северной части Тургайской низменности и юга Западной Сибири // Бюл. МОИП, нов. серия, отд. геол, 1954, вып. 3. С. 29-35.
82. Сигов А.П. Раннечетвертичная переуглубленная Тоболо-Убаганская долина // Геогр. сб. 1958. №10.
83. Сигов А.П., Шуб В.С. и др. Комплексное геолого-геоморфологическое картирование Урала с целью поисков гипергенных полезных ископаемых. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1968. 250 с.
84. Сукачев В.Н. Иртышская фитопаалеонтологическая экспедиция // Экспедиции Всесоюзной академии наук. М., 1931; Тр. СОПС, 1932.
85. Сухоруков А.М. Основные черты развития гидросети и аккумуляции аллювия в антропогеновом периоде на восточном склоне Среднего Урала и в Зауралье // Основные проблемы изучения четвертичного периода. К VII Конгрессу INQUA (США, 1965). М.: Наука, 1965. С. 254-262.
86. Тевелев А.В., Георгиевский Б.В., Шилова Г.Н. Плиоцен-четвертичные флювиальные образования Восточно-Уральского плато // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: материалы VI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. С. 578-580.

87. Троицкий С.Л. Морской плейстоцен Сибирских равнин. Стратиграфия. Новосибирск: Наука, 1979. 292 с.
88. Чалов Р.С. Общее и географическое русловедение. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 112 с.
89. Чалов Р.С. Современные и древние русловые процессы – связь времени (методологические аспекты палео- и исторического русловедения) // Древние и современные долины и реки: история формирования, эрозионные и русловые процессы. Волгоград: Изд-во ВГПУ «Перемена», 2010. С. 176-181.
90. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 2: Морфодинамика речных русел. М.: Красанд, 2011. 960 с.
91. Шанцер Е.В., Микулина Т.М. Геоморфология и антропогенные отложения Северо-Западной части Казахского щита // Кайнозой Центральной части Казахского щита. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. С. 7-177.
92. Шацкий С.Б. Тобольский горизонт северной части Обь-Иртышского междуречья // Тобольский горизонт Сибирского плейстоцена. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. С. 5-17.
93. Яншин А.Л. О четвертичной истории и морфологии бассейна среднего течения р. Тобола // Бюл. МОИП. Нов. серия, т. 54. Отд. геол. Вып. 5. 1949.
94. Яншин А.Л. Геология Северного Приаралья. М.: Изд-во МОИП. Нов. серия. Вып. 15 (19). 1953. 736 с.
95. Яншин А.Л. Вопросы палеогеографии четвертичного периода и новейшей тектоники Арало-Тургайской низменности // Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. III.